

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

Luana Moreira Florisbal

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

Luana Moreira Florisbal

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2011

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Florisbal, Luana Moreira

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 / Luana Moreira Florisbal. - São Paulo, 2011.

153 p.: il. + anexos + mapas

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Janasi, Valdecir de Assis

Co-orient: Bitencourt, Maria de Fátima

1. Magmatismo sintectônico
2. Neoproterozóico
3. Granitos alto-K
4. Escudo Catarinense
5. Pós-colisional
- I. Título

*Tudo que existe existe talvez porque outra coisa existe. Nada é, tudo coexiste:
talvez assim seja certo...*

Fernando Pessoa

Para Lauro, mais que um ídolo, mais que um professor, um adorável amigo e felizmente um grande parceiro, cuja placidez, simplicidade e o amor pela ciência me despertaram, encantaram e me motivam a seguir rumo ao que acredito.

SUMÁRIO

Resumo	11
Abstract.....	12
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	23
1 Apresentação	23
2 Localização e acessos	25
3 Objetivos e estruturação do texto	26
CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS	28
1 Mapeamento Geológico e Estrutural	28
2 Análise Petrográfica e Microestrutural.....	28
3 Litoquímica.....	29
4 Química Mineral.....	30
5 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total	30
6 Isotopia Pb-Pb em feldspato	31
7 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	31
7.1 Separação mineral.....	32
7.2 Catação manual e montagem das pastilhas em resina	32
7.3 Imageamento das seções polidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV)...	33
7.4 Datações U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS	33
CAPÍTULO III - REVISÃO CONCEITUAL	35
1 Terminologia de rochas graníticas com feições de recristalização dinâmica.....	35
2 Gênese e evolução de associações de magmas maficos e ácidos contemporâneas	39
3 Definição de magmatismo pós-colisional.....	42
4 Comparação entre as associações litológicas de ambientes colisionais e pós-colisionais	43
5 Magmatismo Pós-colisional no sul do Brasil	46

CAPÍTULO IV - GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO	47
1 Apresentação	47
2 Domínios Tectônicos do Escudo de Santa Catarina	49
2.1 Domínio Norte	49
2.2 Domínio Central	51
2.3 Domínio Sul.....	58
3 Zona de Cisalhamento Major Gercino	64
4 Modelos Geotectônicos propostos para o Escudo Catarinense.....	67
CAPÍTULO V - CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO	75
1 Apresentação	75
2 Geologia da Região de Porto Belo	75
3 Geologia da Região de Camboriú	93
CAPÍTULO VI - ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MICROESTRUTURAIS DAS ROCHAS GRANÍTICAS ESTUDADAS	106
1 Apresentação	106
2 Região de Porto Belo	107
3 Região de Camboriú.....	122
CAPÍTULO VII - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS	132
1 Geologia Regional e Geotectônica.....	132
2 O caráter sintectônico do magmatismo granítico e o estabelecimento da relação espaço- tempo nos granitos dos diferentes domínios	133
3 Fontes e ambiente geotectônico do magmatismo granítico	134
3.1 Geoquímica elemental	134
4 Geoquímica Isotópica Sr-Nd em rocha total e Pb-Pb em feldspatos	137
5 Considerações Finais.....	139
CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	142

ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO DA REGIAO DE PORTO BELO-CAMBORIÚ

ANEXO B - MAPA DE PONTOS E AMOSTRAGEM

ANEXO C - ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PRECAMBRIAN RESEARCH

ANEXO D - ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA LITHOS

ANEXO E - ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH
SCIENCE

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização e acessos da área de estudo.

Figura 2. Seção idealizada de uma colisão continente-continente simples, modificada de Harris *et al.* (1986). (a) pré-colisional, (b) sin-colisional, (c) pós a tardi-colisional. I. Granitóides Pré-colisionais ou de arco vulcânico; II. Granitóides sin-colisionais; III. Granitóides pós-colisionais e IV. Granitóides Intra-placa.

Figura 3. Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. (a) Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira segundo Chemale *et al.* (1995) e (b) Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense, segundo Bitencourt (1996). Os números indicam as ocorrências abordadas na tese: 1 – Suíte Paulo Lopes, 2 – Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal e 3 – Granito Rio Pequeno e Granito Serra dos Macacos.

Figura 4. Modelo tectônico simplificado enfatizando as principais unidades geológicas que foram justapostas durante as colisões associadas a formação do Gondwana. Remanescentes de crosta oceânica são apenas conhecidos na região de Piêñ: (a) situação pré-colisão e (b) após as colisões. Extraído de Basei *et al.* (2008).

Figura 5. Modelo esquemático da evolução pré-cambriana da região de Camboriú, Santa Catarina, baseado em dados de mapeamento geológico e idades U-Pb SHRIMP em zircão. O esquema não está em escala e incertezas nas relações geológicas requerem maiores investigações. (a) Orogênese Encantadas no Ciclo Transamazônico, gerada predominantemente por retrabalhamento de crosta Neo-Arqueana com alguma acresção juvenil. A zona de subducção hipotética é baseada na presença de tonalitos e anfibolitos e em suítes graníticas de afinidade calcialcalina alto-K. O Complexo Vulcânico hipotético é baseado na presença de xenólitos de rochas supracrustais nas rochas graníticas, incluindo anfibolitos. A presença de crosta Arqueana no embasamento é

proposta com base nas idades modelo Nd TDM das rochas graníticas. (b) Intrusão do Granito Itapema durante a Orogênese Camboriú no Ciclo Transamazônico. (c) Geração do *rift* e preenchimento predominantemente clástico e também calcáreo e quartzito. (d) Longo período de quiescência tectônica. (e) Possível *thrusting* das unidades Paleoproterozóicas em 0,630 Ma. (f) Volumoso magmatismo granítico durante o pico térmico do Ciclo Brasiliano, a Orogênese Dom Feliciano. Zonas de cisalhamento subverticais são significativas no final da orogênese. Convenções: (1) Suíte granítica Valsungana-Guabiruba; (2) Xistos do Complexo Brusque ou protólitos sedimentares; (3) Complexo Vulcânico Hipotético, preservado como xenólitos; (4) Granito Itapema; (5) Complexo Camboriú: (a) rochas graníticas, (b) anfibolitos, e (c) rochas metassedimentares; (6) Crosta Arqueana; (7) Crosta oceânica hipotética; e (8) manto. Modificado de Hartmann *et al.* (2003).

Figura 6. Mapa geológico da região de Porto Belo (modificado de Bitencourt 1996).

Figura 7. Distribuição espacial das principais estruturas planares e lineares nos diferentes domínios e litologias da ZCMG. (a) e (b) Domínio Sul - Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (c) e (d) Domínio norte – Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (e) Domínio leste – Complexo Camboriú, Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal; (f) Domínio leste – estruturas pré-transcorrência; (g) estruturas tardias pós-transcorrência da ZCMG, presentes em todos os domínios (extraído de Bitencourt, 1996).

Figura 8. Feições mesoscópicas dos GQI. (a) fácie rica em máficos ou fácie biotítica, com matriz rica em máficos e megacristais de feldspatos esparsos e (b) fácie leucogranítica.

Figura 9. Feições mesoscópicas dos GQI: (a) vista ampla da foliação milonítica (S_m) relacionada ao evento transcorrente vista em planta, (b) detalhe da foliação milonítica dos GQI, mostrando deformação dos megacristais de feldspatos e *schlieren* máfico, (c) transposição da foliação magmática (S_0) dos GQI pela foliação S_m , (d) contato concordante subhorizontal entre a fácie leucogranítica e o embasamento gnáissico, (e) xenólito com bandamento milimétrico, de geometria tabular e contatos interdigitados nas bordas com os GQI e (f) megaxenólito dos gnaisses encaixantes nos GQI com veio pegmatítico em ângulo com bandamento do xenólito.

Figura 10. Aspectos geológicos e estruturais dos corpos tabulares graníticos de coloração cinza e textura equigranular fina dos GQI: (a) dique sinplutônico com xenólito dos GQI (PMP-01C) em ângulo com a S_m dos GQI, (b) dique sinplutônico com projeção fina que injeta o GQI, de orientação em ângulo com a S_m do mesmo (PMP-01B), (c) dique de contato reto, mas com relação de mútua intrusão localizada (canto inferior da foto) em alto ângulo com a S_m dos GQI (PMP-02B) e (d) corpo tabular com borda estratificada, sem interação aparente e paralelo à S_m dos GQI (PMP-01D).

Figura 11. Feições de incorporação de parte dos corpos graníticos tabulares pelos GQI: (a) Vista ampla das lentes de material granítico cinza fino similar ao dos corpos tabulares, com contaminação mecânica por Afs dos GQI e (b) detalhe das porções de material granítico cinza fino paralelos à S_m dos GQI que parece se desmembrar no interior dos GQI.

Figura 12. Diques sinplutônicos nos GQI do PMP-05: (a) diques sinplutônico de material de composição máfica contornado por acumulações de megacristais de Afs dos GQI, líquidos graníticos injetados em zonas de ruptura que fragmentam e deslocam os diques, dique vertical de granito cinza fino no canto direito da foto, discordante de todo o conjunto, (b) detalhe dos contatos lobados a crenulados entre os diques e as acumulações de Afs do GQI, megacristal de Af mecanicamente infiltrado no canto direito da foto e (c) ultra-detalhe do contato crenulado dos diques com as aglomerações de megacristais de Afs e *schilieren* máfico do GQI próximo ao contato com o dique (canto direito inferior da foto).

Figura 13. Aspectos geológicos e estruturais do magmatismo máfico associado aos GQI: (a) *sheet* máfico paralelo à S_m dos GQI com contaminação por Afs e líquidos graníticos mecanicamente infiltrados no centro, porção superior da foto (PMP- 02A); (b) vista ampla dos *sheets* e *schilieren* máficos do GQI; (c) detalhe dos *sheets* e *schilieren* máficos cortados e deslocados por veio de material granítico cinza fino paralelo à S_m do GQI; (d) dobra recumbente contendo *sheets* máficos de composição cumulática com dique de granito cinza fino truncando a parte inferior da dobra, (e) vista ampla em perfil da lente deformada de material diorítico paralela à S_m dos GQI e (f) detalhe da lente diorítica com líquidos do GQI injetados na mesma, o que pode indicar uma relação de contemporaneidade entre os dois magmas.

Figura 14. Duas gerações de veios de pegmatitos paralelos e discordantes à foliação milonítica dos GQI.

Figura 15. Estratigrafia dos eventos magmáticos ocorrentes no sistema Quatro Ilhas: (a) ordenamento dos eventos magmáticos observados em campo relacionando as diferentes fases de pegmatito (1 e 5) com material máfico (3) e as diferentes fases de entrada dos corpos tabulares de granito equigranular fino de coloração cinza (2 e 4), vista ampla em planta, (b) detalhe da vista em corte lateral das diferentes relações estruturais e estratigráficas observadas no afloramento e sintetizadas em a, (c) detalhe das relações ocorrentes entre o dique de granito cinza fino (4) e o pegmatito (5) finais e (d) detalhe destacando o posicionamento do material máfico (3) na estratigrafia dos eventos magmáticos.

Figura 16. Feições mesoscópicas do GM e relações com o GQI: (a) textura heterogranular média a fina, (b) Contatos nítidos e retilíneos do GM com os GQI com direção subparalela à da foliação principal das encaixantes e mergulho subvertical; (c) contato intrusivo irregular do GM nos GQI mostrando o baixo contraste de viscosidade entre os dois; (d) apófises de material mais diferenciado do GM nos GQI; (e) apófise do GM nos GQI sendo afetado por uma zona de cisalhamento sin-magmática quando ainda em estado plástico e (f) xenólito de contatos nítidos dos GQI dentro do GM, ambos cortados por veios de líquidos bem diferenciados tardios.

Figura 17. Feições estruturais do GM: (a) verticalização progressiva dos contatos e estruturas planares, verificada nas proximidades das zonas de transcorrência, (b) zona de mais alta deformação onde se formaram milonitos de granulação média a fina, onde o GM é reconhecido principalmente pela presença de porfiroclastos de feldspatos e muscovita, além de fitas de quartzo recristalizado, (c) geração de ultramilonitos de granulação muito fina em

zonas estreitas de alta deformação e (d) lente de material metatonalítico, rico em biotita e com textura granoblástica.

Figura 18. Mapa geológico da região de Camboriú (modificado de UFRGS, 2000).

Figura 19. Feições mesoscópicas do GRP: (a) textura porfirítica definida por megacristais ovóides de feldspatos em matriz heterogranular, quartzo e biotita em agregados; (b) textura porfirítica com megacristais de feldspatos subédricos a euédricos esparsos, imersos em matriz rica em máficos; (c) GRP leucogranítico; (d) aglomerações de feldspatos gerados por segregação por fluxo; (e) *clots* biotíticos gerados por segregação por fluxo e (f) acumulações de feldspatos de geometria oval.

Figura 20. Feições estruturais do GRP: (a) Foliação magmática (S_0) do GRP definida pela orientação de forma dos feldspatos e trilhas de máficos; (b) vista ampla, em planta, de zonas de cisalhamento sin-magmáticas no GRP; (c) zona de cisalhamento irregular e (d) vista em planta de zona de alta deformação milonítica no GRP.

Figura 21. Relações e contatos do GRP com as rochas encaixantes: (a) megaxenólito do Granito Itapema no interior do GRP leucogranítico; (b) xenólito de ortognaisse do Complexo Camboriú parcialmente assimilados pelo GRP; (c) gnaisse rico em biotita, com bandamento milimétrico, geometria tabular e contatos retos dentro do GRP; (d) contato concordante do GRP (à esquerda da foto) com mármore do Complexo Metamórfico Brusque (à direita da foto) – Pedreira da Votorantim; (e) xenólito de xisto rico em biotita, com contatos retos a lobados no GRP e (f) xenólito de gnaisse quartzo-feldspático concordante com a S_0 subvertical do GRP.

Figura 22. Magmatismo máfico associado ao GRP: (a) enclave máfico com bordas desmembradas no GRP; (b) *schilieren* máfico paralelo à S_0 do GRP; (c) intrusão máfica contaminada, mostrando contatos típicos de interação líquido-líquido; (d) dique sinplutônico de material máfico contaminado pelo GRP; (e) vista ampla de zona com enxame de enclaves máficos de morfologia e contatos variados no GRP e (f) enclave máfico microgranular de contatos nítidos paralelo à S_0 do GRP.

Figura 23. Feições mesoscópicas do GSM: (a) textura heterogranular hipidiomórfica típica do GSM; (b) *clots* biotíticos de tamanhos variados e formas arredondadas a ovais, típicos do GSM; (c) *clot* biotítico com borda reativa; (d) cristais de Afs de tamanho anômalo com textura de manteamento por biotita; (e) xenólito do GRP parcialmente assimilado e (f) xenocristais de Afs com manto de biotita.

Figura 24. Relações e contato do GSM com as rochas encaixantes: (a) xenólito de contatos nítidos do GRP no GSM; (b) xenólito de dimensão métrica, com bordas crenuladas e feições de assimilação parcial do GRP no GSM; (c) xenólito do GRP parcialmente assimilado no GSM; (d) resto de assimilação dos xenólitos do GRP; (e) megaxenólito de gnaisse quartzo-feldspático do Complexo Camboriú, de contatos retos e bem definidos no GSM – Praia das Laranjeiras e (f) xenólito do Granito Itapema, de contatos nítidos, mas irregulares no GSM – Perfil Interpraias.

Figura 25. Relações de contato entre GRP e GSM: (a) bolsão de contatos irregulares do GSM dentro do GRP; (b) xenólito parcialmente assimilado do GRP no GSM; (c) contato irregular desenvolvido entre dique do GSM e GRP; (d) dique do GSM de contato irregular injetando apófise no GRP; (e) apófise do GSM no GRP de contatos retilíneos e (f) apófise do GSM no GRP de contatos predominantemente retos, mas localmente irregulares a lobados.

Figura 26. Aspectos petrográficos e microestruturais dos Granitóides de Quatro Ilhas. Fotos a, c e d lado maior da foto com 10,40mm e fotos b, e e f com 3,25mm. Fotos de a-e tomadas a polarizadores cruzados e foto f tomada a polarizadores paralelos: (a) megacristal de Af com dupla macla, agregados de grãos recristalizados de Pl formando um segundo tamanho de grãos na rocha, megacristais de Pl de contatos irregulares e Qz com extinção ondulante; (b) aglomeração de megacristais de feldspatos com bordas de Bt+Clo+MS2, Qz com subgrãos e agregados de Qz recristalizados; (c) megacristal de Af pertítico com borda marcada por dupla macla, geração de segundo tamanho de grão na matriz por recristalização de feldspatos e Qz e corredores de deformação formado por Qz finamente recristalizado com *bulding* tardio tornando os contatos dos cristais crenulados e interpenetrados; (d) recristalização de grãos maiores gerando Af pertítico e bolsões mirmequíticos na matriz e Qz com extinção ondulante e formação de subgrão; (e) formação de subgrãos grandes, e recristalização do Qz, MS1 em equilíbrio com demais cristais da rocha; (f) cristais de Bt castanha em aglomerados com cloritização das bordas e geração de MS2 fina e euédrica periférica juntamente com opacos.

Figura 27. Aspectos petrográficos e microestruturais dos diques graníticos (Gcf) sinplutônicos aos GQI. Todas as fotos com lado maior de 3,25mm, exceto foto c de 1,30mm e tomadas a polarizadores cruzados: (a) textura equigranular com porções mais de granulação mais grossa, definidas pela aglomeração de cristais maiores de feldspatos arredondados, S_0 paralela à orientação da foto e S_m discreta em alto ângulo (pontilhados na foto), recristalização dos feldspatos (PMP-02B); (b) textura heterogranular, micropertitas irregulares, formação de subgrãos nos cristais de feldspatos, bem como recristalização marginal, fratura sin-magmática em cristal maior de feldspato com entrada de material da matriz recristalizada e agregados de Qz recristalizado (PMP-01A); (c) contatos irregulares dos megacristais de feldspato com recristalização marginal (PMP-01A); (d) detalhe da foto anterior mostrando recristalização marginal do cristal de feldspato e migração do limite do grão, geração de biotita fina e mica branca na periferia do cristal e agregados granoblásticos de quartzo com formação de subgrãos (PMP-01A); (e) pertitas e dupla macla nos feldspatos alcalinos, cristais alongados de feldspato alongados na S_0 , megacristal de Bt ondulado e deformado na S_0 , agregados poligonais de Qz circundando o cristal de feldspato e formando corredores de deformação (PMP-01B).

Figura 28. Aspectos geológicos, petrográficos e microestruturais do dique composto do PMP-01.

Figura 29. Aspectos petrográficos e microestruturais as rochas maficas contemporâneas aos GQI (PB-04B e PMP-02A). Em ambas as fotos lado maior da foto de 3,25mm. Foto a tomada a polarizadores paralelos e foto b tomada a polarizadores cruzados: (a) textura equigranular em diorito, maficos em agregados com Tit2 associada, inclusão

de Apt em Pl; (b) textura equigranular em quartzo diorito, agregados de minerais félscicos e máficos, Pl zonado e corredores de deformação com Qz finamente recristalizado gerando um segundo tamanho de grão na rocha na porção mais félscica, geração de Epd como produto de alteração de Pl.

Figura 30. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Mariscal. Fotos b e d, lado maior da foto de 10,40mm, fotos a, c e e de 3,25mm e foto f de 1,30mm. Todas as fotos tomadas a polarizadores cruzados, exceto a foto e tomada a polarizadores paralelos: (a) textura heterogranular do GM com cristais maiores de feldspatos arredondados, Af com pertitas do tipo fio, formação de mirmequitos de borda de grãos e agregados de Qz com recristalização granoblástica poligonal, Ms1 e Bt1 cloritizada; (b) micropertitas regulares, formação de subgrãos nos cristais de feldspatos, bem como neoformação de grãos por rotação de subgrãos nos Afs, fratura sin-magnmática em cristal maior de Af com entrada de material da matriz recristalizada e formação de sombra de pressão de Qz+Bt2 nos cristais maiores; (c) GM em zona de alta deformação mostrando porfiroclasto de feldspato rotado com sombra de pressão indicando sentido horário de movimento e matriz fortemente cominuida; (d) cristal de Ms1 deformado, destaque para o tamanho deste cristal que se equipara ao dos feldspatos, recristalização granoblástica poligonal do Qz e recristalização local de feldspatos; (e) Bt castanha cloritizada, com pequenos cristais de mineral opaco resultantes da alteração, Ms1 da mesma ordem de tamanho da Bt1 e Ms2 e Bt2 se formando às expensas da Bt1; (f) megacristais de feldspatos, Ms1 deformada mostrando o *strain softening* nas micas primárias e geração de Ms2 a partir da Ms1 nas áreas com maior grau de deformação.

Figura 31. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a, b, c e d de 10,40mm, em c e e 3,25mm. Fotos de a-d tomadas a polarizadores cruzados e foto e-f tomadas a polarizadores paralelos: (a) textura heterogranular da matriz da rocha; (b) megacristal de Pl zonado com fratura sin-magnmática preenchida por material recristalizado da matriz (indicado na foto com a seta); (c) megacristal de Af com inclusões variadas mostrando seu caráter tardio e formação de Epd como produto de alteração do Pl; (d) megacristal de Af com pertitas dos tipos fios e tranças; (e) máficos em agregados, geração de Bt2 e MS a partir da Bt1 e cloritização dos minerais máficos; (f) detalhe dos minerais máficos associados a de Tit1 bem formada.

Figura 32. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a e f de 5,20mm, em b e e 3,25mm, c com 1,63 mm e d com 2,03mm. Fotos de a e f tomadas a polarizadores cruzados e demais fotos a polarizadores paralelos: (a) trilhas de máficos marcando a S_0 da rocha e ocorrência de Hb associada à Bt1, Tit2 e Al; (b) Hb bem formada e preservada na matriz da rocha; (c) cristal grande de Al euédrica com borda de Epd; (d) cristais euédricos de Al e Epd; (e) cristal euédrico de Al com coroa de Ti2 (?), relictos de anfibólio associados à Bt2; (f) cristal de Al bem formado e zonado na matriz da rocha.

Figura 33. Aspectos petrográficos e microestruturais dos diques sinplutônicos no Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a, b, c e e de 10,40mm e fotos d e f de 3,25mm. Fotos de a-d tomadas a polarizadores cruzados e foto e-f tomadas a polarizadores paralelos: (a) textura equigranular fina a média em dique quartzo diorítico, subgrãos grandes no Qz, pertitas do tipo fio nos Afs, Pl alterado e S_0 incipiente marcada pelo alinhamento de forma de cristais de Bt e feldspatos (PMP-07B); (b) microintercalações de porções mais ricas em máficos com porções

mais ricas em félscos e S_0 marcada pela orientação de forma dos cristais de biotita (PMP-07B); (c) microxenólito circundado por finos cristais de Bt de disposição discordante da S_0 (PMP-07B); (d) Qz com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez, recristalizado formando corredores nas margens dos cristais de feldspato (PMP-07B); (e) máficos em agregados de distribuição esparsa e relação das diferentes fases de geração da Bt com Tit e MS em dique granítico (PMP-09A); (f) principais minerais acessórios e geração de MS tardia a partir da Bt1 (PMP-09A).

Figura 34. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Serra dos Macacos. Lado maior das fotos a, c, d e f de 10,40mm e das fotos b e e de 3,25mm. Todas as fotos tomadas a polarizadores cruzados, exceto a foto f tomada a polarizadores paralelos: (a) textura equigranular da rocha, destaque para os cristais de feldspato zonados e com sobrecrecimentos e Qz com subgrãos grandes (PMP-12A); (b) zonação normal dos cristais de Pl, formação de Epd2, Qz com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez e allanita grande euédrica (PMP-12A); (c) microxenocristal de feldspato em alto ângulo com a foliação, circundado por cristais de Bt e com cristais da matriz sendo deformados e se amoldando ao seu redor no canto inferior da foto (PMP-14A); (d) megacristal de Pl zonado, com zonação interna bem definida, zonação externa heterogênea e descontínua e crescimento secundário na parte inferior do grão, feições que sugerem uma cristalização em diversas etapas com potencial assimilação do grão e novas etapas de crescimento (PMP-12A); (e) zonação normal dos cristais de Pl denunciada pela alteração diferencial do centro dos cristais, Qz com subgrãos grandes, geração de Epd a partir da alteração do Pl, zircões euédricos (PCA-32A); (f) principais minerais acessórios e ocorrência em *clusters* dos máficos (PCA-34A).

Figura 35. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1996) ilustrando a afinidade das rochas graníticas estudadas com granitos gerados em ambientes a pós colisionais. Diamantes - GRP e triângulos – GSM. O campo traçado corresponde as rochas graníticas do Batólito Florianópolis (GQI e GM também estudados na presente tese e rochas da Suíte Paulo Lopes de Florisbal *et al.*, 2009), que apresentam correlação espacial e temporal com as rochas estudadas da região de Camboriú.

Figura 36. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Harris (1986) ilustrando a afinidade das rochas graníticas estudadas com granitos gerados em ambientes tardíos a pós colisionais e intra-placa. Simbologia e campos traçados como referido na figura 35.

Figura 37. Diagrama de classificação de granitos do tipo-A de Whalen *et al.* (1987). Diamantes - GRP e triângulos - GSM. Simbologia e campos traçados como referido na figura 35. I - Granitos do Tipo-I, S - Granitos do Tipo-S e A - Granitos do Tipo-A.

Figura 38. Diagrama $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs εNd_i para as rochas da região de Porto Belo e Camboriú. Dados recalculados com base nas idades de cristalização de Florisbal *et al.* (2011a).

Figura 39. Diagramas evolutivos para o sistema Sm-Nd separados por Domínios: (a) Domínio Sul e (b) Domínio Norte. DM corresponde à linha de evolução do Manto Empobrecido de DePaolo (1981). Áreas sombreadas junto ao

eixo x correspondem à variação das idades modelo.

Figura 40. Diagramas de inter-relação isotópica para o sistema Pb-Pb de todas as amostras estudadas evidenciando a existência de dois distintos domínios isotópicos. (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

LISTA DE ABREVIAÇÕES

Ab - Teor de Albita

Af - Álcali Feldspato

AFC - Assimilação e Cristalização Fracionada

Al - Alanita

An - Teor de Anortita

Anf - Anfibólio

Ap - Apatita

ATA - Ascensão por Fluxo Turbulento

BF - Batólito Florianópolis

bmgd - Variedade Ms-Bt Granodiorítica dos Granitóides de Quatro Ilhas

bmz - Variedade Bt Monzogranítica dos Granitóides de Quatro Ilhas

BSE - Back Scattering Images

Bt – Biotita

CAM - Complexo Águas Mornas

CAM - Complexo Granulítico Santa Catarina

CC - Complexo Camboriú

CCSb - Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

CDF - Cinturão Dom Feliciano

CGDF - Cinturão Granítico Dom Feliciano

CGE - Complexo Granítico Estaleiro

Clo - Clorita

CMB - Complexo Metamórfico Brusque

CT - Cinturão Tijucas
DM - Depleted Mantle
EC - Escudo Catarinense
Epd - Epidoto
ETR - elemento terra rara
gcf - Granito cinza fino
GI - Granito Itapema
GM - Granito Mariscal
GQI - Granitóides de Quatro Ilhas
GRP - Granito Rio Pequeno
GSM - Granito Serra dos Macacos
Hb - Hornblenda
IC - Índice de Cor
ICP-MS - Ion Coupled Plasma Mass Spectrometry
LA-MC-ICP-MS - Laser Ablation Multi-collector Ion Coupled Plasma Mass Spectrometry
lcg - Variedade Leucogranítica dos Granitóides de Quatro Ilhas
LIL - Elementos de Grande Raio Iônico
MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura
Mirm - Mirmequito
MS - Muscovita
NAP - Núcleos Arqueano/Paleoproterozóico
NWB - Northwestern Belt
Or - Ortoclásio
Pl - Plagioclásio
PM - Província Mantiqueira
Qz - Quartzo
SBMGL - Lineamento Sierra Ballena- Major Gercino
SEB - Southeastern Belt
SHRIMP - Sensitive High Resolution Ion Micropobe
SIV - Suíte Intrusiva Valsungana
SIZ - Suíte Intrusiva Zimbros
SVC - Seqüências Vulcanosedimentares de Cobertura
TIMS - Thermal Ionization Mass Spectrometry
Tit - Titanita
ZCI - Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó
ZCIP - Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó
ZCMG - Zona de Cisalhamento Major Gercino
Zr - zircão

Agradecimentos

Este trabalho foi construído a muitas e muitas mãos e também contou com a colaboração de diversos saberes que, seja de ciência, seja de vida, são infinados. Assim, tento nestes próximos parágrafos manifestar meu sincero agradecimento a todos que contribuíram para a concretização de mais um sonho meu.

Em primeiro lugar, sempre e como não poderia deixar de ser, agradeço ao meu querido e amado pai por ter me dado a vida e por ter feito dela algo de grandioso e especial. Seu Derli, a ti o meu máximo obrigada por tudo. Também fica aqui o agradecimento eterno aos meus irmãos Luciano, Denise e Fernando, por toda a força e por compreenderem a minha distância e as minhas rabugices nos tantos retornos.

Agradeço aos meus queridos orientadores, admiráveis professores e amigos Valdecir de Assis Janasi e Maria de Fátima Bitencourt. Vocês são muito especiais! Ao Valdecir agradeço a coragem em orientar uma pessoa desconhecida em uma área também desconhecida, por ser uma pessoa multi- (saberes, funções e atribuições), compreensiva, dedicada, sábia, empolgada e sobretudo, focado e interessado. Teu encanto pela geologia me encanta e incentiva! À Fátima sem palavras... minha amiga e professora de longa data, parceira de tantas e tantas discussões, artigos e minha grande parceira dos meus maiores feitos científicos. Obrigada por tua força, presença, foco (sempre o foco!), paciência, empolgação, parceria e também pelo amor e dedicação que colocas em tudo o que fazes e que me servem não só de exemplo, mas também de força propulsora. Contigo já aprendi e dividi muito mais do que geologia e pretendo seguir e levar adiante esta fabulosa parceria por muito mais tempo.

Ao Lauro, grande Laurinho, minha motivação tanto na ciência quanto na educação. Devo agradecer-te pela confiança depositada em mim, por teres me ensinado a ser uma pessoa e uma pesquisadora mais tranquila e humilde e por me mostrares o quanto a ciência deve ter seus meios bem assegurados para que se busque um honesto e concreto fim. Obrigada também pelos questionamentos *a la* “advogado do diabo” que sempre me fizeram olhar por outro viés algo que eu já tomara como certo. Foste, és e serás sempre uma inspiração para mim. Em mais esta etapa foste um grande colaborador e espero que sejamos sempre grandes parceiros.

Agradeço à Universidade de São Paulo e ao IGc-USP pela acolhida, bem como a todos os funcionários que aqui trabalham, por sua presteza e atenção. Menção especial é feita aos funcionários Sônia e Aninha (Secretaria), Marcos Mansueto (Lab. Microssonda Eletrônica), Sandra Andrade e Paulo Mori (Lab. de Química), Vasco, Valter e Ione (CPGeo), e Samuel. Figuras ilustres e imprescindíveis no “time educativo da casa”, como os professores Gergely Szabó, Sílvio Vlach, Renato Moraes, Daniel H. Schorscher, Mário da Costa Campos Neto, Antônio Fragoso-Cesar, Rogério Azzone, Adriana Alves e Lucelene Martins, merecem um especial e carinhoso agradecimento pela ajuda nos mais diversos temas abordados nesta tese, recomendação de bibliografia ou mesmo discussão de dados, resultados, tectônica e também pela agradável companhia diária. A ajuda de vocês foi sem dúvida indispensável.

À FAPESP pela concessão da bolsa de doutorado e por todo o suporte financeiro.

Aos meus amados colegas, amigos e fiéis companheiros e escudeiros de campo: Tiago Gregory, Giuseppe Betino de Toni e Samuel Sbarain. Guris vocês são demais!!!! Obrigada por toda a força nas etapas de campo e vida longa ao magmatismo sintectônico!

Aos colegas, amigos e estimados companheiros de ciência dos grupos de pesquisa “Magmatismo Sintectônico” e “Petrologia e Geoquímica” da Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Ingke, Mari, Moni,

Gregory, Jepeto, Samuel, Damita, Amós, Dani, Duda e Sargent. Tenho orgulho de fazer parte de um grupo tão heterogêneo no que tange a quase tudo, mas tão uníssono com relação ao amor que têm pela geologia.

Agradeço à acolhida calorosa quando aqui recém chegada da Alice, Bruna e Cris. Sem vocês não sei o que eu teria feito nesta Babilônia. E também a sempre calorosa e feliz acolhida nos meus constantes retornos a Porto Alegre das queridas irmãs Casagrande, dos tantos habitantes do Ap. da Santa Cecília e sobretudo ao Duda, e também ao Vieira e Gregory.

Aos meus super companheiros de Casa Brasil agradeço pelas festas, jantas, discussões, enfim, aos meus quatro grandes companheiros de vida que muito me ensinaram nestes anos de convivência: Alice, Rafa, Léo, e Rafa obrigada pela companhia, pelos ombros amigos e pelo imenso aprendizado que creio que proporcionamos uns aos outros. Ao Rafa, em especial agradeço por ter me mostrado, mesmo que de uma maneira inusitada, o quanto sou uma pessoa sincera, coerente, forte, centrada e capaz.

A todos os meus colegas e amigos de pós-graduação: Gabriel (Rã), Brenda, Cauê, Liza, Renato (Lesma), Bruna (Asna), Vivian (Cachorra), Frederico (Jaú), Rafael (Vivi), Maurício (Pavão), Felipe (Colômbia), Alba, Vinícius (Mikuim), Taís (Tchitcho), Giovana, Rafael (Cofrinho), Alice (Kenga), Cláudio (Kabong), Leonardo (Harry), Maurício (Borba), Bruno (Melado), Roberta (Pisa), Diana, Felix, Caê, entre tantos outros. Obrigada pelas conversas, cafés, discussões, trabalhos de campo, cervejinhas e festas para descontração.

Aos tantos amigos que a vida me deu e cujas visitas, efêmeras ou não, ou apenas as lembranças, as ligações, os encontros, as viagens ou mesmo apenas as lembranças me fizeram e me fazem mais forte a cada dia... os laços que nos unem são muitos mais do que os de rocha e as emoções são muitas: Carol, Gra, Juca, Joaninha, Barney, Passarinho, Gregory, Jepeto, Ingke, Sargent, Duda, Gasta, Léo, Tunicão, Romualdo, Marieta, Renan (Cachopa), Kama, Xalala, Cachorra, Diegão, Karine, Juazeiro, Segundo, Pirla, Alex, Pará, Ari, Borba, Dali, Cristão, Punk, Aninha, Basei, Minero, Xurume, Coisinha, Elias, Carlinha, Iágalo, Léo, Marlice, Rafa, Gorka, Laura, Josi, Dudu, Flavinha, Clarissa, todos meus amigos eternos do CAEG-UFRGS e a todos os outros que eu possa ter esquecido pela emoção do momento... vosso amor é grande parte daquilo que me nutre! Amo vocês!!!!

Um parágrafo é aqui especialmente dedicado a cinco pessoas que o destino colocou no meu caminho e que desde este dia tudo ficou mais colorido, mais bonito e mais amável: Carol, Gra, Joana, Juca e Alice, vocês são mais do que irmãs, vocês são uma parte indissociável da minha alma e de tudo aquilo que eu acredito. É por estas e por outras que "...eu sei tudo o que amor é capaz de me dar, eu sei já sofrido, mas não deixo de amar, se chorei ou se sorri, o importante é que emoções eu vivi..." Amo vocês demais minhas irmãs metralhas e espero provocar e viver muitas outras emoções com vocês!

Aos amigos que aqui fiz e que fizeram esta jornada de quatro anos muito mais agradável, com seus sorrisos, seus sons, suas cores, suas flores, sua companhia, apoio e alegria: Alice, Rafa, Bruna, Lesma, Carol, Bisteca, Kabong, Brenda, Cofrinho, Basei, Cachorra, Guzela, Titica, Rodolfo, Pará, Rã, Fio, Atoladinha, Pinhão, Camila (Chava), Cotoco, Pig, Bixa, Emília, Clô, Oncinha, Scheila, Pulga, Mikuim, Tchitcho, Melado, Aedes, Sabu, Sextinha, ... são muitos, não conseguirei escrever aqui todos...

Aos alunos das turmas de Petro Ígnea/ 2009 e de Sistema Terra/ 2011 agradeço a fantástica troca de conhecimentos e a oportunidade de ter compartilhado diversos bons momentos com vocês, seja em sala de aula, seja nos trabalhos de campo. Com vocês aprendi muito e agradeço a paciência com esta aspirante a educadora apaixonada por o que faz.

I also would like to say many thanks for the “UA Dream Team”: Larry Heaman, Judy Schultz, Barry and Andy DuFrane. Thank you for all your kindness and patience with me in everything that I did over there in UA. For Larry and Andy I also would like to say thank you for all your help in improving my knowledge.

Por fim, agradeço a todos aqueles que torceram por mim e que do seu jeito me apoiaram e colaboraram para a finalização de mais esta etapa. E claro, agradeço demais ao meu povo brasileiro, fascinante, brilhante, cheio de garra, luz e força e ainda criativo e capaz, por fazer parte de mais esta etapa da minha formação e sobretudo da minha alma. Ei de retribuir!

RESUMO

O Escudo Catarinense abrange diversos plutons graníticos correlacionáveis no espaço e no tempo com zonas de cisalhamento translitosféricas. A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) é uma megaestrutura que consiste em diversos segmentos anastomosados que controlam a ascenção e o posicionamento de sucessivos pulsos graníticos. A conexão entre o cisalhamento e as fontes dos magmas é ainda pouco clara e resulta em distintas interpretações. A região de Porto Belo corresponde à zona de mais alta deformação na ZCMG, onde a fase precoce do magmatismo pós colisional é representada por granitos subalcalinos alto-K (Granítóides de Quatro Ilhas, GQI) que são intrudidos por um muscovita-biotita granito peraluminoso Granito Mariscal, GM; estas duas associações foram datadas por LA-MC-ICPMS em 630-615 Ma e 610 Ma, respectivamente. A região de Camboriú, situada em uma zona de baixa deformação, localizada imediatamente a norte da ZCMG, também é caracterizada por biotita-horblenda granito subalcalino e metaluminoso (~620 Ma Granito Rio Pequeno, GRP) que é intrudido por muscovita-biotita granito peraluminoso (Granito Serra dos Macacos, GSM, datado em ~610 Ma). Apesar das idades de cristalização similares, os padrões de herança dos zircões são notavelmente diferentes nas duas regiões. Nos granitos da região de Porto Belo as idades de herança são predominantemente neoproterozóicas (900, 700-650 Ma), com raras idades paleoproterozóicas (2.0-2.2 Ga) apenas identificadas no GM peraluminoso. Por outro lado, nos granitos da região de Camboriú, idades de herança neoproterozóica (730-650 Ma) foram também identificados em ambos GRP e SMG, além de idades mesoproterozóicas (1.6 Ga), restritas ao GRP e paleoproterozóicas (2.1-1.8 Ga) e arquenas (3.4-2.9 Ga) no GSM. As assinaturas isotópicas Sm-Nd também distinguem os granitos aflorantes a norte da ZCMG, com $\varepsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativo (GRP: -12 to -16; GSM: -22 to -24), dos granitos dentro da ZCMG ($\varepsilon_{Nd(t)}$ = -6 to -10 nos GQI e GM). Estas diferenças são refletidas nas idades modelo Sm-Nd T(DM), mais altas para o GSM (2.5-2.6 Ga) e GRP (1.7-2.1 Ga) quando comparadas aos GQI (~1.5 Ga) e GM (2.2 Ga). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ é relativamente baixa nos GRP e GSM (0.708-0.711); particularmente para o GSM, com mais elevada idade modelo Sm-Nd T(DM), estes valores implicam em fontes com baixas razões Rb/Sr integradas no tempo. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ mais elevadas caracterizam os granitos da região de Porto Belo, especialmente os GQI (0.712-0.725); as rochas maficas associadas mostram valores menores (0.708-0.710). A assinatura isotópica Pb-Pb em feldspatos alcalinos dos GRP e GSM são geralmente similares, com baixas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =16.0-16.7, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =15.3-15.6 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =36.6-37.5, enquanto os GQI e GM são muito mais radiogênicos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.0-18.6; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.6-16.0; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 37.7-38.8). As características geoquímicas e isotópicas do magmatismo precoce pós-colisional em ambos domínios apontam para predomínio de fontes crustais, mas a ocorrência de rochas maficas contemporâneas atesta a participação de magmas toleíticos como um componente importante ao menos em algumas das rochas menos diferenciadas. Considerando a existência de uma importante estrutura tectônica, bem como os contrastantes dados U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb obtidos nos diferentes granitos ocorrentes em ambos lados desta estrutura, a interpretação da mesma como uma sutura parece uma hipótese viável. Por outro lado, o claro caráter transcorrente da ZCMG, bem como a assinatura pós-colisional e as idades similares do magmatismo granítico ocorrente em ambos os lados da mesma, argumenta contra a interpretação desta como uma sutura mais jovem que 630 Ma. Desta forma, as diferenças isotópicas podem ser atribuídas à intercalação tectônica pré-trascorrência relacionada a colisão principal por volta de ca. 650 Ma, assim como à justaposição de diferentes segmentos crustais como resultado da transcorrência destral.

ABSTRACT

The Catarinense Shield comprises several granitic plutons linked in space and time with translithospheric shear zones. The Major Gercino Shear Zone (MGSZ) is a megastructure consisting of several anastomosing segments that controlled the ascent and emplacement of successive granitic pulses. The connection between shearing and source of the magmas is still unclear and gives rise to distinct interpretations. The Porto Belo region corresponds to the highest deformation site in the MGSZ, where the early-phase post-collisional magmatism is represented by high-K subalkaline granitoids (Quatro Ilhas Granitoids, QIG) that were intruded by peraluminous muscovite-biotite granite (Mariscal Granite, MG); these two associations were dated by LA-MC-ICPMS at 630-615 Ma and 610 Ma, respectively. The Camboriú region, situated within a low strain zone immediately to the north of MGSZ, also features high-K, subalkaline metaluminous biotite±hornblende granite (the ~620 Ma Rio Pequeno Granite, RPG) intruded by peraluminous muscovite-biotite granites (Serra dos Macacos Granite, SMG, dated at ~610 Ma). In spite of the similar crystallization ages, the pattern of zircon inheritance is remarkably different in the two regions. In the Porto Belo region granites the inheritance ages are predominantly Neoproterozoic (900, 700-650 Ma) with rare Paleoproterozoic (2.0-2.2 Ga) ages, just identified in the peraluminous MG. On the other hand, in the Camboriú region granites, Neoproterozoic (730-650 Ma) inheritance ages were also identified in both RPG and SMG, besides Mesoproterozoic ages (1.6 Ga) restricted to the RPG and Paleoproterozoic (2.1-1.8 Ga) and Archean (3.4-2.9 Ga) to the SMG. The Sm-Nd isotopic signature also distinguishes the granites outcropping north of the MGSZ, with strongly negative $\epsilon_{\text{Nd}_{\text{t}}}$ (RPG: -12 to -16; SMG: -22 to -24), from the granites within the MGSZ ($\epsilon_{\text{Nd}_{\text{t}}}$ = -6 to -10 in QIG and MG). Such differences are reflected in the Sm-Nd model ages T(DM), higher for SMG (2.5-2.6 Ga) and RPG (1.7-2.1 Ga) as compared to QIG (~1.5 Ga) and MG (2.2 Ga). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{(t)}}$ ratio is relatively low in RPG and SMG (0.708-0.711); in particular for the SMG, with high Sm-Nd T(DM), these values imply sources with low time-integrated Rb/Sr ratios. Higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{(t)}}$ ratios characterize granites from the Porto Belo region, especially the QIG (0.712-0.725); lower values are shown by associated mafic rocks (0.708-0.710). The Pb-Pb isotope signature of K-feldspars from RPG and SMG are broadly similar, with low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =16.0-16.7, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =15.3-15.6 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =36.6-37.5 ratios, whereas the QIG and MG are much more radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.0-18.6; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.6-16.0; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 37.7-38.8). The geochemical and isotope characteristics of the early post-collisional magmatism in both domains point to dominantly crustal sources, but the occurrence of coeval mafic rocks attests to the participation of tholeiitic magmas as an important component at least in some of the less differentiated rocks. Considering the existence of a major tectonic structure, as well as the contrasted U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb data obtained from granites on either side of it, which point to distinct sources, the interpretation that this structure is a suture seems a viable hypothesis. On the other hand, the clearly transcurrent character of the MGSZ, as well as the post-collisional signature and similar age of granitic magmatism on both sides of it argue against its interpretation as a suture younger than 630 Ma. Likewise, the isotopic differences could be attributed to pre-transcurrence tectonic interleaving related to a *ca.* 650 Ma main collision, as well as to the juxtaposition of different crustal segments resulting from dextral transcurrent.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1 Apresentação

A abordagem integrada da geologia das rochas graníticas tem se tornado uma tendência crescente nas últimas décadas, tanto pela necessidade de se obter uma visão holística dos fenômenos geológicos quanto pelos resultados positivos que traz para o entendimento da evolução da crosta. Sendo seu constituinte principal, as rochas graníticas fornecem importantes informações sobre as propriedades reológicas e evolução composicional da crosta, e visto como um sistema particular, cada corpo granítico representa uma história evolutiva multifacetada, que comporta aspectos estruturais, compostionais (químico-mineralógicos) e cronológicos interdependentes (Bitencourt, 1996).

O posicionamento dos granitóides é governado pela interação entre o campo tensional global e a reação mecânica das rochas encaixantes. A tensão global, por sua vez, resulta da interação entre o campo tensional regional e as tensões internas ao sistema magmático e geradas por ele, como suas forças de flutuação, tensões termais e gradientes de tensão relacionados à diferença de viscosidade entre magmas coexistentes. As componentes internas da tensão estão, portanto, relacionadas à variáveis como composição químico-mineralógica, temperatura e velocidade de resfriamento, as quais interagem com as propriedades físicas e químicas das rochas encaixantes para determinar a relação final entre elas. Por outro lado, o campo tensional externo resulta da distribuição das tensões na crosta, a qual é também afetada pela presença de grandes volumes de rochas graníticas, como é comum nos cinturões orogênicos. O resfriamento de grandes massas graníticas num espaço de tempo prolongado impõe modificações de natureza física na crosta, na medida em que a reologia da mesma é progressivamente modificada, causando uma redistribuição das tensões em função das mudanças relativamente bruscas de comportamento físico dos magmas ao atravessar dois limiares reológicos principais (Fernandez e Gasquet 1994).

Evidências da presença simultânea de magmas felsicos e maficos na mesma câmara são abundantes em diversas situações geológicas, e o grau de interação entre esses dois materiais de propriedades distintas constitui um fator determinante nas propriedades físicas e químicas de ambos. Um dos efeitos mais marcantes desta interação diz respeito à heterogeneidade de propriedades físicas e químicas que se estabelecem em pequena escala, ocasionando uma grande variação na taxa de deformação desses materiais, bem como na composição dos mesmos. A aplicação direta de parâmetros comumente tidos como confiáveis na avaliação destas variações

torna-se questionável, já que a base teórica dessas determinações consiste na presença de taxas de deformação

"normais", entendidas como tal aquelas observadas no âmbito do metamorfismo e da deformação de estado sólido, e a petrogênese destes "sistemas compostos" exige uma abordagem integrada de diversas metodologias para uma compreensão efetiva dos processos envolvidos na gênese e evolução dos magmas. Por outro lado, o desenvolvimento de critérios para distinguir processos geológicos similares é também uma questão de tempo e evolução das técnicas aplicadas ao estudo destes processos e, apesar da grande contribuição representada pelos resultados experimentais (Patiño-Douce, 1995, 1999, Sisson, 2000, Ulmer 2001), o processo de maturação científica destes critérios requer a comprovação de sua validade em situações naturais, quando o máximo de variáveis possa ser testado por meio da aplicação de parâmetros e metodologias diversas. Posto isto, para o entendimento da evolução petrogenética de magmas graníticos é indispensável o estudo dos processos de transporte, ascensão e diferenciação dos magmas.

O magmatismo granítico sintectônico é comumente observado em regiões de construção de montanhas e muitos autores apontam para a conexão entre a geração, ascensão e o posicionamento destes magmas com determinados tipos de estruturas, sejam de caráter compressional ou extensional, que compõem os cinturões orogênicos. A relação temporal entre a tectônica e a geração dos magmas é refletida em relações de contato ou de corte, de escalas pequenas a locais, entre duas intrusões, bem como pela evolução das tramas relacionadas ao resfriamento progressivo dos líquidos magmáticos. A reconstrução dos eventos magmáticos relacionados a cada episódio de deformação pode ajudar a entender a relação entre estágios reológicos resultantes do resfriamento progressivo e da cinemática local. A compreensão de como câmaras magmáticas são construídas no espaço e no tempo, se por eventos magmáticos episódicos ou contínuos, bem como sua relação com a tectônica tem sido uma abordagem frequente na literatura atual, onde diversos autores (Hyndman, 1981; Vigneresse et al., 1996; Bouchez et al., 1997; Wiebe et al., 1997; Koyaguchi e Kaneko, 1999; Bergantz, 2000; McNulty et al., 2000; Petford et al., 2000; Petford, 2003; Coleman et al., 2004; Weinberg et al., 2004; Glazner e Bartley, 2006; Bachmann et al., 2007; Walker et al., 2007; Michaut e Jaupart, 2011; Burgisser e Bergantz, 2011; Menand, 2011; Miller et al., 2011) destacam a importância deste tipo de estudo integrado como fundamental.

A volumosa massa granítica que compõe a porção sudeste do Escudo Catarinense vem sendo investigada por diversos pesquisadores no intuito de estabelecer sua idade, estratigrafia interna, significado geotectônico e correlação com associações similares no Rio Grande do Sul e Uruguai, que tomados em conjunto compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt, 1996). Apesar do grande número de determinações geocronológicas obtidas, sobretudo nos últimos vinte e cinco anos (*e.g.* Basei, 1985; Basei e Teixeira 1987; Babinski et al., 1997; Basei et al., 2000, 2005, 2008; Chemale et al., 2003; Hartmann et al., 2003; Silva et al. 2002, 2003, 2005; Oyhantçabal et al. 2007, Passarelli et al., 2010), em grande parte desta região, e principalmente na sua metade sul, os mapas geológicos disponíveis ainda têm escala regional e a abordagens como a do magmatismo máfico como sincrônico às intrusões graníticas, bem como a investigação do caráter sintectônico de diversas intrusões, é ainda bastante escassa.

Um modelo integrador é importante para a compreensão da evolução do magmatismo pós-colisional precoce de idade neoproterozóica no sul do Brasil, sobretudo no que tange à contribuição do manto na gênese dos diferentes tipos de rochas gerados neste ambiente, o que representa uma importante acresção vertical durante

este período e mostra o papel da tectônica transcorrente na evolução destas associações petrotectônicas.

O reconhecimento do magmatismo pós-colisional (*sensu* Liègois, 1998) tem crescido no sul do Brasil na última década através da ampliação dos trabalhos de mapeamento de semi-detalhe e detalhe, análise de dados estruturais e aquisição de dados de geoquímica de elementos traço e isotópica, além de dados isotópicos (Bitencourt e Nardi 1993, 2000; UFRGS, 2000; Garavaglia *et al.* 2002; Wildner *et al.* 2002; Sommer *et al.* 2005; Florisbal 2007; Florisbal *et. al.* 2009; Phillip *et al.* 2004; Campos, 2007; Fontana, 2008). Contudo, a compreensão integrada dos processos que ocorreram durante o período pós-colisional é ainda bastante deficitária.

O magmatismo se relaciona com a tectônica transcorrente regional de diversas maneiras durante a evolução do período pós-colisional, sendo na maior parte das vezes seu agente controlador. As zonas de cisalhamento são interpretadas como condutos para o transporte dos magmas, bem como agentes na descompressão do manto, reativando fontes do magmatismo calcialcalino existentes no período pré-colisão, bem como desencadeando fusão crustal. A participação de fontes mantélicas modificadas pela subducção prévia na geração do magmatismo pós-colisional do sul do Brasil é apresentada por alguns autores (Bitencourt e Nardi 1993, 2000; Garavaglia *et al.*, 2000; Florisbal 2004; Fontana, 2008; Fontana *et al.* 2010; Fontana, 2011) em oposição às fontes relacionadas exclusivamente a processos de fusão de crosta continental.

2 Localização e acessos

A área de estudo abordada no desenvolvimento da tese da bolsista abrange três ocorrências que estão dispostas na porção leste do estado de Santa Catarina. A região mais a norte compreende as localidades de Camboriú e Porto Belo, ambas a norte de Florianópolis, e a região mais a sul compreende a localidade de Garopaba-Paulo Lopes. O principal acesso à área é feito pela BR-101 e a mesma faz a conexão das três áreas abordadas no projeto (Fig. 1).

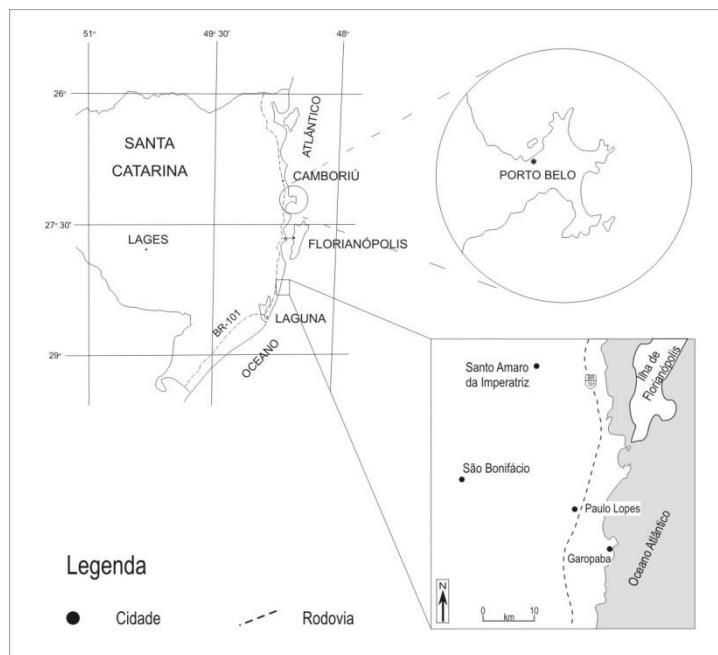


Figura 1. Localização e acessos da área de estudo.

3 Objetivos e estruturação do texto

A opção de uma abordagem integrada traz embutida a premissa de que, para levá-la a termo, é necessário descrever e analisar comparativamente as características das diferentes intrusões ocorrentes na área estudada. Em contraposição ao trabalho de investigação de processos específicos, que visa aprofundar e testar critérios já estabelecidos, este trabalho busca semelhanças e diferenças entre os processos que ocorrem no limiar de dois campos distintos, mas transicionais, representados pela cristalização magmática e pela transformação *subsolidus*, quando acompanhadas de deformação. Além disso, ainda visa elucidar os processos evolutivos dos magmas graníticos, bem como as fontes envolvidas nestes processos, dentro e fora do foco de deformação principal, em diferentes segmentos do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb).

As rochas ígneas que estudadas são correlacionáveis estrutural e composicionalmente ao magmatismo pós-colisional precoce de idade neoproterozóica (Bitencourt, 1996; UFRGS, 1999, 2000; Florisbal, 2007, Florisbal *et al.*, 2009, Peternell *et al.*, 2010). Dado que as associações representam suítes de granitóides porfiríticos sintranscorrentes com rochas máficas e granitos heterogranulares a equigranulares sincrônicos, uma proposta de caracterização das diferentes associações, seguida de comparação entre as mesmas, objetiva investigar as fontes e processos de geração e evolução dos magmas, bem como o papel da tectônica, neste contexto.

O objetivo principal deste estudo é gerar dados que embasem a discussão da origem, diversidade e o controle tectônico do magmatismo pós-colisional neoproterozóico no sul do Brasil através de uma revisão e discussão com enfoque petrológico integrado. Para tal, foram obtidos novos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos para a investigação e proposição de um modelo de geração e evolução das rochas graníticas, procurando entender a relação entre as fontes crustais e mantélicas no período pós-colisional precoce e a influência da atividade tectônica na gênese das associações. A investigação de processos de diferenciação magmática (*e.g.* cristalização fracionada, fracionamento durante ascensão por fluxo turbulento, contaminação crustal e mistura de magmas) e da influência da tectônica transcorrente no desenvolvimento e na extensão destes processos visa aprimorar o conhecimento acerca destes mecanismos. O estudo do magmatismo sintectônico de associações de rochas felsicas e máficas contemporâneas, disposto em zonas com diferentes graus de deformação, busca estabelecer a importância da deformação no desenvolvimento dos processos de modificação da composição original dos magmas. Além disso, este tipo de estudo integrado visa entender e identificar com maior precisão onde estas modificações se desencadeiam: se na fonte, durante o transporte ou no local de posicionamento dos magmas. Como consequência, desta abordagem integrada, são discutidos também, as diferentes forma de construção de plutons e câmaras magmáticas, abordando questões como tempo, controle estrutural e fontes ativadas na construção dos mesmos.

A tese corresponde, nesse sentido, a uma progressão dos estudos iniciados por Bitencourt (1996), Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Florisbal (2007), Florisbal *et al.* (2009) e Peternell *et al.*, (2010), dando agora maior ênfase no condicionamento tectônico das fontes do magmatismo estudado, bem como na identificação da influência da tectônica nos processos de evolução magmática. Os estudos foram realizados em ocorrências selecionadas de rochas graníticas, que em sua maioria já tinham sido alvo de estudos de algum detalhe realizados pelos grupos de Petrologia e Geoquímica das Rochas Ígneas e Magmatismo Sintectônico da Universidade

Federal do Rio Grande do Sul, bem como pelos alunos da disciplina de Mapeamento Geológico Básico da mesma universidade (UFRGS, 1999, 2000).

A discussão de aspectos petrográficos, estruturais e químicos é centralizada nas rochas graníticas porfiríticas; entretanto, são apresentados também dados obtidos em algumas ocorrências máficas interpretadas como contemporâneas, no intuito de embasar algumas considerações sobre a interação dos mesmos com os granitóides encaixantes, bem como em corpos graníticos hetero a equigranulares gerados no mesmo intervalo temporal dos granitos porfiríticos.

Os dados geoquímicos e geocronológicos são utilizados como ferramenta fundamental no estabelecimento da estratigrafia dos granitóides, bem como no estabelecimento da evolução do magmatismo em escala mais ampla.

A opção em favor da geração e integração de diversos dados com a utilização de multi-ferramentas do presente estudo não permite o aprofundamento de aspectos petrológicos de maior detalhe ou mesmo interpretações tectônicas de ampla escala.

A tese é composta por artigos científicos submetidos a revistas internacionais. Assim, a estruturação da tese é feita de modo a contextualizar o tema abordado na tese, apresentar os objetivos e materiais e métodos utilizados para a relaização da mesma. Estes items são apresentados em um capítulo introdutório que antecede a apresentação dos artigos, que constam como anexo.

O primeiro artigo apresentado na tese intitulado “*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*” apresenta os dados geocronológicos U-Pb em zircão e discute questões tectônicas bem como a relação espaço-tempo existente entre associações graníticas localizadas tanto na Zona de Cisalhamento Major Gercino quanto a norte da mesma.

O segundo artigo, intitulado “*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*” aborda geologia, petrografia, geoquímica e isotopia Sr-Nd-Pb das rochas graníticas e máficas ocorrentes na região de Porto Belo, correspondente a zona de mais alta deformação. Neste trabalho são apresentados e discutidos dados sobre a fonte do magmatismo, bem como a forma de construção dos plutões e o papel da tectônica transcorrente como agente controlador da ativação de diversas fontes, ascenção e posicionamento dos magmas.

O terceiro artigo, intitulado “*Petrogenesis of the early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt: whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites*” tem abordagem bastante semelhante ao segundo artigo, mas apresenta os dados obtidos na região de Camboriú.

Além da introdução e artigos em anexos, é apresentado em um item de discussão, onde é apresentada a integração e comparação dos dados obtidos nas diferentes regiões e o fechamento da tese, que se dá no item de considerações finais.

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia proposta para o desenvolvimento da tese consiste na aplicação de diferentes técnicas de estudo de rochas plutônicas, no intuito de compreender e integrar os diversos aspectos da geologia destas rochas. Por meio desta integração, tenta-se obter uma visão global das rochas nos seus aspectos estratigráficos, petrológicos e estruturais, bem como uma visão comparativa do comportamento das unidades abordadas.

1 Mapeamento Geológico e Estrutural

A base deste trabalho não está fundamentada em mapeamento geológico regional, mas sim em um detalhamento de áreas alvo. Assim, na região de Porto Belo foram realizados trabalhos de campo para detalhamento estrutural e coleta de amostras, para aquisição de mais dados petrográficos e geoquímicos, além de dados isotópicos inexistentes para as rochas da região. Já na região de Camboriú, porção norte da área de estudo, foi feito um reconhecimento regional para uma melhor compreensão da extensão dos granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos na Folha Camboriú, bem como sua posição estratigráfica e sua relação com termos maficos.

Realizadas estas etapas, foram selecionadas áreas específicas para levantamentos de detalhe ainda maior, visando compreender as relações geométricas entre o magmatismo felsico e mafico nas zonas com diferentes concentrações da deformação e também para a seleção criteriosa das amostras a serem utilizadas nos estudos isotópicos e geocronológicos. Trabalhos específicos de detalhe em escala de afloramento foram realizados também em locais com maior ocorrência de diques sinplutônicos, com intuito de avaliar as dimensões e o grau de orientação preferencial destes corpos e sua relação com a foliação das rochas encaixantes, bem como buscar evidências da interação destes magmas e de processos de mistura nestas localidades.

2 Análise Petrográfica e Microestrutural

A partir das amostras coletadas nos trabalhos de campo foram realizados estudos petrográficos com os seguintes objetivos: (i) caracterizar os granitóides e rochas maficas e definir suas variações faciológicas; (ii) comparar a mineralogia encontrada em cada conjunto de rocha das diferentes unidades a serem estudadas; (iii) selecionar as amostras a serem utilizadas nos estudos de química mineral, de rocha total e isotópica; (iv) identificar as principais microestruturas de cada uma das unidades estudadas nos diferentes sítios deformacionais

e desenvolver um estudo comparativo das mesmas visando entender a progressão da deformação no magmatismo pós-colisional e (v) buscar feições petrográficas que permitam identificar processos de mistura de magmas.

A classificação petrográfica no diagrama QAP de Streckeisen (1976) teve por base a contagem modal de pontos em seções delgadas, eventualmente combinadas com contagens em fatias de rocha, no caso de amostras de granulação grossa.

Os dados de microestruturas foram obtidos em lâminas orientadas. A seleção das litologias investigadas obedeceu aos seguintes critérios: (i) pertencer a unidades litoestratigráficas onde foram efetuados trabalhos de maior detalhamento estrutural; (ii) apresentar feições microestruturais passíveis de investigação; (iii) conter marcadores de diferentes comportamentos reológicos, que permitam a comparação entre as diferentes unidades.

3 Litoquímica

Na região de Porto Belo, Bitencourt (1996) apresentou uma série de dados geoquímicos dos Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal, bem como de raros enclaves máficos microgranulares e corpos menores de composição diorítica, que representam o magmatismo máfico sincrônico àquelas rochas. As análises químicas de elementos maiores e traços foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, UFRGS, por fluorescência de raios-X e alguns dados complementares de elementos traço presentes em teores mais baixos, incluindo os elementos terras-raras, foram ainda obtidos por ICP-MS, no *Activation Laboratories*, Canadá. Maiores detalhes sobre condições analíticas destes dados podem ser encontrados em Bitencourt (1996).

Os trabalhos de Florisbal (2007) e Florisbal *et al.* (2009) apresentam dados das rochas graníticas da SPL. Estes dados de elementos maiores foram obtidos por fluorescência de raios-X e menores e traços, bem como elementos terras raras, por ICP-MS, todos no *Activation Laboratories*, Canadá.

Embora o banco de dados de litoquímica da área de estudo pareça bastante amplo, a escassez de dados deste tipo nas rochas máficas e félscicas sincrônicas aos Granitóides de Quatro Ilhas, bem como a inexistência de dados litoquímicos para os granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos, justifica a escolha deste método de análise para a realização do estudo.

O estudo geoquímico de rocha total foi realizado com a finalidade de classificar as rochas e investigar sua gênese e evolução através da análise do comportamento dos elementos maiores, traços e terras raras. A caracterização química dos diferentes pulsos do magmatismo máfico e granítico, bem como os termos híbridos gerados pela interação de magmas mantélicos e fusões crustais sob a atividade de diferentes campos tensionais também foi investigada com intuito de buscar entender a relação dos processos de mistura e contaminação de magma com a atividade tectônica.

Para realização destes estudos, as amostras foram preparadas nas seguintes etapas: (i) lavagem das amostras e extração de eventuais porções alteradas, (ii) obtenção de brita em prensa hidráulica, (iii) quarteamento para extração de *ca.* 100 g representativos da amostra; (iv) moagem das amostras em moinho ágata de tipo planetário até a obtenção de pó na fração com tamanho de grão inferior a 200 *mesh*. O pó obtido foi utilizado para análise de elementos maiores por fluorescência de raios-X para elementos maiores e traço e por ICP-MS para elementos traço presentes em concentrações mais baixas, incluindo os elementos terras-raras, no

Laboratório de Química e ICP do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, de acordo com as metodologias descritas em (Mori *et al.*, 1999) e (Navarro *et al.*, 2008), respectivamente.

4 Química Mineral

Análise química mineral de minerais essenciais foi realizada com intuito de aprimorar a investigação petrográfica, não sendo seu objetivo um estudo detalhado da composição química destes minerais, mas uma caracterização das mesmas.

Nas amostras coletadas nos trabalhos de campo efetuados por Bitencourt (1996), na região de Porto Belo utilizou os dados de química mineral para caracterizar a química da mineralogia primária, recristalizada e neoformada dos granitóides.

Os dados de química mineral o que constam na tese foram obtidos através da utilização da Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP, para análise dos elementos maiores e cálculo das fórmulas estruturais dos minerais (essencialmente plagioclásio e minerais máficos).

Os principais objetivos desta etapa do trabalho foram a caracterização da química mineral dos minerais essenciais dos corpos graníticos e de algumas ocorrências máficas, bem como a avaliação das condições de pressão e temperatura em que estes magmas foram gerados.

5 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

Diversos trabalhos têm demonstrado que magmas graníticos são produto de processos evolutivos complexos, que geralmente envolvem mais de uma fonte, sendo necessária a utilização de metodologias de estudo que procurem revelar esses processos através da busca da compreensão das fontes heterogêneas e/ou múltiplas envolvidas na sua geração.

O estudo das razões isotópicas Sr-Nd foi utilizado para o detalhamento da investigação da gênese das rochas graníticas e máficas, sobretudo na busca do reconhecimento dos diferentes pulsos magmáticos, além de uma melhor caracterização de suas fontes, bem como da relação entre as fontes crustais e mantélicas no desenvolvimento do magmatismo pós-colisional.

O uso combinado dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd foi escolhido para o desenvolvimento dos estudos de geoquímica isotópica por terem se mostrado efetivos na investigação da fonte em diversos trabalhos.

As 40 amostras de geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total foram realizadas no Centro de Estudos Geocronológicos (CePeGeo) da Universidade de São Paulo, via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), utilizando-se um espectrômetro VG354 em um detector Faraday único, segundo a metodologia apresentada por Torquato e Kawashita (1994), Sato *et al.* (1995) e Souza. (2009).

Para o cálculo das razões iniciais, foram empregadas correções para as idades de cristalização dos plútôns e razões Rb/Sr e Sm/Nd elementais obtidas por fluorescência de raios-X e ICP-MS, respectivamente. Para análises $^{84}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ for adicionado *spike* à fração contendo o Sr previamente extraído. Todas as análises isotópicas foram conduzidas em Espectrômetro de Massa VG 354 e Finnigan MAT 262. As razões normalizadoras são $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as constantes utilizadas conforme Steiger e Jäger (1978) e De Paolo (1981) para Sr e Nd, respectivamente.

6 Isotopia Pb-Pb em feldspato

Foram realizadas análises isotópicas de Pb-Pb em feldspatos em 31 amostras das diferentes litologias abordadas na tese com intuito de averiguar a existência de diferenças isotópicas intra e inter plutons e elucidar a existência de diferentes domínios isotópicos. Este trabalho foi realizado sob a coordenação do Prof. Dr. Larry Heaman e o Dr. Andrew Dufrane da Universidade de Alberta, Canadá.

A preparação das amostras para os estudos isotópicos Pb-Pb em feldspatos foi realizada na Universidade de São Paulo. Esta preparação é bastante simples e exige o corte de tabletes de rocha, com dimensões iguais ou um pouco inferiores às de lâminas petrográficas e espessuras da ordem de 2 a 2,5 mm, que devem ser polidos progressivamente com abrasivos de diferentes granulometrias, começando com carbeto de silício e finalizando com abrasivos de granulometria de 1 μm . O processo de polimento é considerado aceitável quando os minerais opacos podem ser identificados em microscópio de luz refletida. Para limpeza dos fragmentos os tabletes foram colocados em panela ultrassônica preenchida com água, por aproximadamente dois minutos, para garantia do desprendimento do pó utilizado para polimento. Foram realizadas determinações isotópicas Pb-Pb em feldspatos nas mesmas amostras para as quais estão sendo obtidos dados isotópicos Sr-Nd e em algumas amostras da região de Garopaba-Paulo Lopes, totalizando 31 amostras – 26 de feldspato alcalino e 05 de plagioclásio.

As análises *in situ* via MC-LA-ICP-MS foram realizadas sobre os cristais maiores, mais límpidos e com superfície exibindo melhor polimento. Os pontos foram selecionados de modo a evitar potenciais feições de alteração, zonas fraturadas ou com inclusões. A determinação de composições isotópicas diretamente sobre cristais tem como vantagem o melhor controle textural; entretanto, limitações óbvias quanto à presença de inclusões ou tamanho reduzido dos cristais são inevitáveis. Diversos autores, como Connelly e Thrane (2005) e Gagnevin *et al.* (2005), compararam os resultados obtidos por esse método com aqueles obtidos via soluções adicionadas de *spike* por TIMS e não encontraram diferenças significativas nos resultados obtidos. As análises foram conduzidas na Universidade de Alberta, Edmonton, Canadá, utilizando Multi Collector ICP MS Nu Plasma, acoplado a um sistema de laser ablation Nd: YAG de freqüência quíntupla ($\lambda = 213 \text{ nm}$). As correções envolvem contagem de isótopos ^{200}Hg e ^{202}Hg utilizados para correção das interferências isotópicas de ^{204}Hg sobre ^{204}Pb . Adicionalmente o controle de *Mass Bias* é feito com a utilização de padrões externos, no caso o vidro NIST-612. As análises foram realizadas em modo *raster* utilizando-se diâmetro do *spot* de 160 μm .

Dada quantidade mais baixa de Pb contida nos cristais de plagioclásio, nas análises de isótopos de Pb neste mineral foi aumentado tempo de contagem de um minuto para aproximadamente dez minutos, o que torna a detecção dos sinais de Pb mais efetiva. Além disso o número de integrações foi aumentado de 30 para 40 a cada dez segundos.

Das 31 amostras selecionadas para a realização deste estudo, foram analisadas 27, sendo apenas uma para plagioclásio.

7 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

A geocronologia através do método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS é considerada uma ferramenta fundamental para o estabelecimento da crono-estratigrafia da região. As análises pontuais em zircão revelaram,

além da idade magmática, heranças quem quando avaliadas em conjunto com as idades modelos Sm-Nd, colaboraram na investigação das fontes envolvidas na gênese destas associações.

A preparação das amostras a serem utilizadas nos estudos de geocronologia U-Pb em zircão foi integralmente realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do CePeGeo-USP sob a coordenação dos técnicos Vasco Antônio P. Lois, Walter Maurício Sproesser e Paulo Roberto Molinaro, abrangendo as seguintes etapas:

7.1 Separação mineral

As amostras foram primeiramente prensadas e posteriormente pulverizadas utilizando-se um moinho de disco, de maneira semelhante à preparação das amostras para química de rocha total. Seguiu-se peneiramento em malhas progressivamente menores e as etapas de concentração foram:

(i) Mesa de Wiffley: consiste na inserção da amostra em um funil que a despeja lentamente pequenas porções em uma mesa vibratória, que possui várias canaletas e uma pequena inclinação lateral. Há um fluxo de água constante que, combinado com a vibração da mesa, separa minerais com significativas diferenças de densidade em canecas de coleta diferentes, sendo uma destinada a minerais pesados e a outra a minerais leves, localizadas ao final da mesa.

(ii) Separação Magnética: a separação magnética foi realizada em duas etapas: (i) a primeira é feita imediatamente à separação por densidade na Mesa de Wiffley e antecede a etapa dos líquidos densos e (ii) foi utilizada uma segunda etapa de separação magnética após a utilização dos líquidos densos para a eliminação de eventuais minerais magnéticos e densos, como os sulfetos, que poderiam estar na mesma fração de concentração dos zircões. Para a realização desta etapa é utilizado um separador magnético Frantz. A magnetita é retirada inicialmente com auxílio de um imã de mão anteriormente à inserção da amostra no Separador Frantz. O restante da amostra é colocado em um pequeno funil e submetido a uma corrente inicial muito baixa, em torno de 0 A. Os minerais são divididos em magnéticos e não magnéticos e recolhidos. Cada amostra é então submetida a correntes de 1,0; 0,8 e 0,7 A. Segue-se a etapa de espalhamento do mineral, onde a fração acima é submetida a correntes de 0,4 e 0,6 A. O zircão é concentrado na fração não magnética.

(iii) Líquidos Densos: dado o grande volume de amostras utilizado para a separação de zircão, o material contido na caneca de minerais pesados foi separado em bromofórmio e posteriormente em iodeto de metileno. Dentre os minerais que possuem densidade maior que a dos líquidos está o zircão, cuja densidade é de 4,7 g/cm³.

7.2. Catação manual e montagem das pastilhas em resina

Após a etapa de separação mineral obtém-se os concentrados de minerais pesados e não magnéticos onde se encontra a maior parte dos cristais de zircão. Contudo, esta fração não é ainda composta apenas de cristais de zircão, mas contém comumente apatita, alguns sulfetos e outros minerais. Procede-se então a catação manual em lupa Olympus® com utilização de pequenas agulhas para separação dos cristais de zircão. Feito isso, segue-se uma etapa de seleção dos cristais a serem utilizados no estudo. São selecionados cristais de diferentes populações, priorizando os cristais sem fraturas, feições de metamictização ou inclusões. Após a seleção de aproximadamente cem cristais por amostra, estes são capturados com auxílio de uma micropipeta e colocados em uma lamínula. Estes cristais serão então capurados com auxílio de uma agulha fina e dispostos em linha em

uma fita dupla face.

Após a disposição dos cristais na fita dupla face a mesma foi encaminhada para impregnação de resina Epoxi em moldes redondos de aproximadamente 2,5 cm de diâmetro.

Quando seca a resina, esta seção é polida até que a face dos cristais a serem analisados seja atingida. A seguir, as mesmas são metalizadas com película de carbono para que sejam imageadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV).

7.3. Imageamento das seções polidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV)

As imagens de elétrons retro-espalhados (BSE – *back scattering images*) são de extrema importância na realização de estudos geocronológicos pontuais U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS, pois permitem uma melhor visualização das diversas estruturas internas, como zonações, zonas de reabsorção e fraturas, bem como o planejamento e otimização dos pontos a serem analisados no laser. São imageados grupos de três a cinco cristais e detalhes são realizados em cristais que mostram estruturas internas importantes. Os cristais selecionados são representativos das diferentes populações encontradas na amostra e todas as características físicas como forma, hábito, geometria das zonações, entre outros, foram minunciosamente documentados para auxiliar não só na escolha dos locais onde foram alocados os pontos, mas também para auxílio na interpretação dos dados obtidos. O MEV também foi utilizado para a identificação dos diminutos cristais de badeleita nas rochas básicas a serem estudadas pelo método U-Pb. Dado que os cristais têm em média 10-25 μ m, com raros cristais com 100 μ m, esta metodologia foi essencial para selecionar as três amostras que seriam utilizadas para os estudos geocronológicos U-Pb nas rochas básicas. Neste caso foram efetuadas não apenas imagens BSE, mas também análises semi-quantitativas de microanálise química elementar (EDS). Todas as imagens foram obtidas no Centro de Microscopia Eletrônica (CEM) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em um MEV JSM 5800, sob a supervisão da técnica Karina Marckmann.

7.4. Datações U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS

Foram realizadas análises em sete amostras dos diferentes tipos litológicos abordados na tese, na Universidade de Alberta, em Edmonton, Canadá sob supervisão do Professor Dr. Larry Heaman e do Dr. Andrew Dufrane. As análises foram obtidas via multi-collector-ICP-MS com sistema de laser ablation acoplado, com detecção simultânea de massas entre ^{238}U e ^{203}Tl , como fator condicionante da reproduzibilidade das razões Pb-Pb e Pb-U. A configuração utilizada, com múltiplos contadores iônicos, permite a leitura de baixos sinais de Pb, resultando na possibilidade de execução das análises de pontos com diâmetros da ordem de 40 μ m, uma vantagem clara para os casos em que os cristais apresentam zoneamento complexo e/ou domínios herdados.

A leitura dos brancos se dá anteriormente ao início da rotina de análise, e visa determinar a contribuição de ^{203}Hg aos sinais dos isótopos de interesse. A ablação do material dura em média 40 segundos e um novo ponto pode ser analisado imediatamente após sua localização.

A amostra GJ-32-1 foi utilizada como padrão e a amostra LH-94-15 (Ashton *et al.* 1999) foi utilizada como “padrão cego”, ou seja, as determinações de idade são realizadas neste padrão apenas para controle. No começo da análise de cada amostra foram realizadas quatro determinações em cada um dos padrões e a cada ciclo de 10 a 12 análises foram realizadas outras duas determinações nos mesmos.

A redução dos dados foi efetuada seguindo a metodologia de Simonetti *et al.* (2005), que possibilita a

correção dos valores de Pb comum através das flutuações observadas no padrão de composição isotópica bem estabelecida pela metodologia TIMS.

Para cálculo das idades e representação dos dados em diagramas concórdia utilizou-se o Software Isoplot® (Ludwig, 1993).

CAPÍTULO III

REVISÃO CONCEITUAL

1 Terminologia de rochas graníticas com feições de recristalização dinâmica

A classificação e denominação de rochas graníticas com estruturas planares e lineares bem desenvolvidas é sempre possível de alguma discussão em relação aos termos a serem utilizados para sua denominação, sobretudo se feições de recristalização são também identificadas. Em princípio, deve ser lembrado que a utilização de um ou outro termo para classificar uma rocha é uma questão de escolha, já que uma mesma rocha pode receber diferentes designações de acordo com a feição ou processo que se queira ressaltar (Bitencourt, 1996). Contudo, determinados prefixos e/ou classificações têm caráter essencialmente interpretativos e, por isso, deve-se analisar o melhor possível a origem ou mesmo a natureza das estruturas observadas.

Em diversos trabalhos podemos observar o uso, muitas vezes algo indiscriminado, do prefixo *meta-* para se referir às rochas graníticas com feições de recristalização, sobretudo em quartzo e feldspato. A escolha de um termo denominativo para a rocha é de extrema importância, pois cada designação traz embutida uma consequência interpretativa, que pode levar à trajetórias conclusivas completamente diversas. A nomenclatura metamórfica, que utiliza termos como "metagranítóides" ou "ortognaisse" implica necessariamente que esta rocha foi submetida a modificações nas condições de temperatura e/ou pressão, isto é, foi submetida a metamorfismo, e que as feições de recristalização são oriundas ou ao menos relacionadas a este processo, que por sua vez inclui transformações minerais ou blastese.

Quando se estuda uma rocha granítica do ponto de vista estrutural, a principal feição mesoscópica utilizada como modificador do seu nome é a sua estrutura planar. Assim, é possível se referir a ela como um tonalito foliado, como um ortognaisse tonalítico, ou como um metatonalito. Entretanto, os três termos não têm necessariamente o mesmo significado, visto que a estrutura planar das rochas ígneas pode ser gerada por diferentes mecanismos, e não está restrita à atuação de tensão diferencial durante o metamorfismo ou mesmo em estado sólido. A foliação de uma rocha granítica pode ser dada por: (i) um alinhamento exclusivamente de forma dos cristais, sem deformação interna - neste caso, a gênese da foliação é facilmente atribuída ao fluxo do magma durante a cristalização, e pode ser gerada sem a presença de tensão externa, ou seja, não implica um condicionamento tectônico específico durante a sua formação; (ii) um alinhamento predominantemente de forma dos cristais, acompanhado de alguma deformação interna dos mesmos; e (iii) por uma alinhamento de forma localmente preservado, acompanhado de uma trama com deformação interna concordante. Nos últimos dois casos sua gênese é discutível (Bitencourt, 1996).

Se considerarmos que nos processos de recristalização a modificação interna da forma dos cristais é obtida através de processos de plasticidade intracristalina, cuja atuação é demonstradamente dirigida pela ativação termal (Passchier e Trow, 2000; Vernon, 2004), ao constatarmos feições de recristalização nos minerais marcadores das estruturas identificadas nas rochas ígneas, devemos minimamente nos questionar sobre qual a origem da ativação termal que desencadeou estes processos. Tome-se como exemplo interpretações acerca da origem da temperatura que proporciona a recristalização dos feldspatos, que tem como limite inferior temperatura da ordem de 450 a 550 °C, de rochas de composição quartzo-feldspáticas (Tullis *et al.* 2000). Se esta rocha tem como protólito uma rocha sedimentar fica bastante evidente que o processo que ocasionou a deformação dos feldspatos é metamórfico, pois as mesmas devem ter sido submetidas a uma trajetória de acréscimo progressivo de temperatura e/ou pressão que se traduz em recristalização dos cristais de feldspato, sendo neste contexto uma deformação da rede cristalina no estado sólido. Contudo, se esta rocha tem como protólito uma rocha granítica, sabe-se que em alguma etapa de sua trajetória de resfriamento, esta rocha esteve submetida a temperaturas desta ordem, aliás muito próxima de sua temperatura *solidus*. Assim, se pode admitir pelo menos duas alternativas distintas em relação à história geológica desta rocha. A escolha de uma delas deve ser feita através de uma série de critérios, que devem ser desenvolvidos de acordo com as características regionais, bem como observações criteriosas locais, pois tem diferentes implicações (Bitencourt, 1996).

Atualmente, o estudo das microestruturas encontradas em quartzo e feldspatos tem se intensificado não só como consequência da necessidade de balizar as condições de temperatura nas zonas de cisalhamento dúctil, mas também pelo interesse crescente de muitos autores em compreender melhor as condições de colocação e evolução do magmatismo sintectônico ocorrente em vários batólitos (Bitencourt, 1993, 1996 e Bitencourt *et al.* 2006; Bitencourt e Khrull, 2000; Kruhl, 1996; Garavaglia *et al.*, 2002; Phillip, 2002; Florisbal, 2004, 2005 e Florisbal *et al.* 2009; Manctelow e Pennacchioni, 2004; Peternell *et al.* 2010; Passarelli *et al.* 2010).

As zonas de cisalhamento agem como grandes descontinuidades cristais, condicionando o posicionamento de magmas graníticos em sucessivas gerações ao longo de sua história ativa, ou mesmo após cessada a atividade tectônica, permanecendo como zonas de fraqueza e vias de acesso aos magmas em ascensão. Algumas zonas de cisalhamento translitosféricas servem de condutos para magmas de origem profunda, e são interpretadas como importantes canais de condução de magmas mantélicos juntamente com os magmas de composição mais ácida. Estas zonas proporcionam a ascensão em conjunto de magmas de composição contrastante, promovendo processos de mistura de magmas, seja hetero- ou homogênea, desde a fonte até o posicionamento dos magmas em ascensão. Assim, se estabelece um vínculo estreito entre a atividade magmática e a história geológica das zonas de cisalhamento, em que o intervalo de tempo da primeira é claramente contido e menor que o da última. Logo, o início e o término da cristalização de um determinado magma posicionado dentro de uma zona de cisalhamento ativa é geralmente sucedido no tempo pela continuidade da história deformacional da mesma, acarretando a necessidade de se estabelecer a posição, do modo mais preciso possível, da atividade magmática em relação à atividade tectônica (Bitencourt, 1996).

Dado que a cristalização de um magma granítico pode ocorrer durante a movimentação de uma zona de cisalhamento, ainda que esta cristalização se complete bem antes do término da atividade tectônica, faz-se necessário analisar de que forma a tensão externa pode se transferir para o magma à medida que o mesmo se

aproxima do comportamento sólido pelo aumento de sua porcentagem de cristais e, ainda, de que forma a dinâmica da cristalização pode atuar no sentido de permitir a distribuição heterogênea da tensão na intrusão como um todo, já que a relação volumétrica líquido/cristais é geralmente variável numa mesma câmara magmática (Fernandez e Gasquet 1994; Bitencourt 1996). Assim, pode-se tomar como exemplo uma situação hipotética, mas provável, em que a trajetória de cristalização permite a ocorrência de acumulações de cristais feldspáticos precoces. Nesta escala restrita, a quantidade de líquido entre os cristais é muito pequena, e o agregado vai se comportar essencialmente como um sólido, mesmo antes de o conjunto atingir o valor crítico geralmente aceito de 55 a 70% de cristais (Van der Molen e Paterson, 1979; Fernandez e Gasquet, 1994). Neste caso, os cristais precoces se tocam e interferem mutuamente, e na presença de tensão externa podem desenvolver feições de recristalização marginal, ainda que de forma restrita e localizada, já que o meio circundante tem comportamento próximo do hidrostático, ainda que não necessariamente incompressível. As temperaturas em que tais estruturas serão impressas nos cristais (limite inferior entre 450 e 550 °C) serão evidentemente compatíveis com os dados experimentais estabelecidos como condição de deformação no estado sólido, já que estarão situadas acima da *solidus*. A continuidade da cristalização das mesmas fases vai resultar na formação de cristais de feldspatos mais tardios, que podem ou não apresentar as mesmas feições, já que a sua distribuição irregular na câmara pode determinar, em certos locais, que o volume maior de líquido absorva a tensão através de *strain softening*, não se transmitindo aos cristais. Assim, tem-se ao mesmo tempo, a ocorrência de cristalização propriamente, a partir do líquido, e recristalização dinâmica nos cristais que fazem parte de acumulações precocemente formadas. Uma vez que a atividade tectônica transcende a magmática no tempo, os processos de recristalização podem continuar a ocorrer à medida que a temperatura decresce até a temperatura *solidus*, e mesmo após, quando a temperatura do corpo decrescer para se equilibrar com a da encaixante. O estabelecimento da *solidus* atua como um limiar crítico, na medida em que a escala do processo de transmissão e distribuição da tensão externa muda, pelo fato de o corpo em sua totalidade ser capaz de reagir como um sólido e, consequentemente, a escala dos processos de recristalização passa a ser determinada essencialmente pela dinâmica da zona de cisalhamento, condicionando a deformação a zonas estreitas, como consequência do *strain softening* (Bitencourt, 1996). Uma vez que a fonte de calor do corpo é essencialmente decorrente da temperatura do magma, a temperatura determinada pelas feições microestruturais observadas nos feldspatos dos granitóides sintectônicos, embora coerente com os valores determinados, não reflete a temperatura da zona de cisalhamento, que pode estar localizada em profundidades relativamente rasas e, portanto, ser caracterizada por condições de temperatura bem inferiores. Nestes casos, a determinação da temperatura da zona dever ser balizada pelas feições microestruturais compatíveis com as temperaturas mais baixas observadas, já que estas estariam mais próximas do valor de equilíbrio *subsolidus* da rocha granítica.

Se tomadas as feições de recristalização dinâmica como indicativas de metamorfismo, então a recristalização restrita de agregados precocemente formados faria com que a rocha fosse denominada de metagranítóide, o que contraria a lógica da sua história, já que na escala mais ampla não se trata de uma

transformação no estado sólido. Assim, a denominação se aplicaria unicamente a uma escala restrita do corpo e, portanto, não expressa adequadamente os processos a que esteve submetido como um todo, podendo mesmo resultar em interpretação errada, quando não considerada num contexto mais amplo. Entretanto, a rocha granítica

apresentará uma foliação, já que cristalizou durante a atividade tectônica da zona de cisalhamento. Tal estrutura pode ser heterogeneamente distribuída, e dada por um alinhamento essencialmente de forma de cristais com faces bem definidas, em determinadas porções da intrusão, e constituir uma foliação milonítica em outras. Neste caso, é mais indicado descrever as feições de deformação de estado sólido geradas nas zonas de alta deformação milonítica e denominar a rocha de acordo com a sua nomenclatura ígnea acompanhada de adjetivos que melhor descrevam suas feições dominantes (Bitencourt, 1996). No exemplo apresentado, se a deformação milonítica estiver restrita a zonas discretas, e a rocha apresenta uma foliação de forma amplamente predominante no volume global do corpo, perdem-se importantes informações denominando o conjunto de metagranito, quando então seria necessário informar que a foliação predominante não é metamórfica, mas ígnea sintectônica. O contexto regional se torna assim, indispensável na análise estrutural de rochas graníticas com feições de recristalização dinâmica, pois os parâmetros de determinação das condições da zona como um todo deve ser elaborado através de estudos que correlacionem as estruturas ocorrentes tanto nos granitóides sintectônicos quanto em suas encaixantes. Somente assim, utilizando diversos parâmetros, se pode buscar interpretações mais inequívocas.

A análise criteriosa de características como feições texturais e compostionais que possibilitam o estabelecimento da ordem de cristalização das fases no magma granítico pode resultar numa contribuição valiosa para o estabelecimento da partição da deformação durante e após a cristalização. Ainda, a trajetória temperatura versus tempo também auxilia na interpretação dessas feições já que permite descartar um evento de metamorfismo, i.e., aquecimento de um corpo já cristalizado e frio, quando então ocorreriam reações indicativas de metamorfismo progressivo, em contraposição às reações retrogressivas observadas num granitóide sintectônico (Bitencourt, 1996). Transformações *subsolidus*, ou seja, ocorrentes nos estágios finais ou mesmo pós-magmáticos, como transformação de hornblenda precoce em biotita tardi-magmática, comumente observada em granitóides cujo condicionamento geológico permite descartar a ocorrência de metamorfismo, constituem transformações de reequilíbrio tardi- a pós-magmático, e portanto no estado sólido, sem que haja intervenção de uma fonte externa de calor para desencadear essas reações. O papel dos fluidos, concentrados progressivamente em direção do final da cristalização, pode ser fundamental em promover ou mesmo catalisar essas reações em granitóides sintectônicos, fazendo com que estas transformações sejam ainda mais intensas do que numa situação de aquecimento progressivo bem posterior à cristalização, visto que o calor adicional necessário para promover a difusão e as reações de transformação já está presente, proveniente do próprio magma, e sua distribuição é facilitada pela existência de descontinuidades planares, no caso a foliação composta, gerada pela deformação milonítica sincrônica. Dado que zonas de cisalhamento são locais suscetíveis à ampla circulação de fluidos, os processos de transformação mineral como o supracitado, podem transicionar de forma quase impossível de determinar, para um conjunto de transformações em que os fluidos passam a ser também fornecidos pelo meio externo, como no caso de granitos sintectônicos de posicionamento precoce em relação à história ativa da zona

de cisalhamento. São características como estas dadas no exemplo que tornam indispensável o estabelecimento da estratigrafia dos eventos magmáticos alocados contemporaneamente em zonas de cisalhamento.

Somente estudos que busquem a determinação correta da terminologia das rochas envolvidas na história deformacional de uma zona de cisalhamento podem contribuir para o entendimento global da dinâmica da

mesma. O uso de termos com cunhos interpretativos e não descritivos, baseados apenas em observações locais ou focados em apenas uma escala, não só acarretam erros designativos como podem conduzir à perda de informações preciosas sobre a evolução da deformação. No que tange ao estudo de granitos sintectônicos, uma interpretação equivocada da trajetória de defomação pode ainda acarretar sérios erros de interpretação quando do estabelecimento dos processos evolutivos dos magmas.

2 Gênese e evolução de associações de magmas maficos e ácidos contemporâneas

Estudos petrogenéticos de associações de rochas maficas e félsicas contemporâneas envolvem a caracterização das fontes dos magmas, as condições de fusão parcial e a dimensão da subsequente modificação dos magmas derivados do manto e da crosta, desde a fonte até o transporte e posicionamento. Estes estudos devem ser baseados em observações de campo, envolvendo mapeamento de detalhe e amostragem dos diferentes tipos de rochas expostas em uma dada localidade, análise petrográfica e microestrutural, geoquímica de elementos maiores, traço e isotópica. Dados geocronológicos são essenciais no conhecimento da associação em estudo, bem como para estabelecer a cronoestratigrafia das associações e eventos tectônicos relacionados.

Um objetivo fundamental do estudo petrogenético das rochas ígneas é a distinção das características da fonte que são herdadas de fusões parciais primárias daquelas que se originaram de processos subsequentes durante a evolução dos magmas.

Rochas graníticas, principalmente as de afinidade calcialcalina, são os constituintes mais abundantes da crosta continental; tipicamente associadas a cinturões pós-orogênicos, constituindo um indício de que os processos geradores destas rochas envolveram diferenciação a partir de fusões geradas na litosfera continental (Wilson, 1989).

A origem de grandes volumes de magma granítico tem sido um grande problema na petrologia ígnea devido à imensa variedade composicional das rochas geradas pelo fracionamento dos magmas derivados do manto e dos magmas resultantes de fusão crustal. Desta forma, a gênese dos magmas de composição granítica tem sido estudada sob duas óticas: (i) por fusão parcial da crosta ou (ii) pela diferenciação de magmas de derivação mantélica. No entanto, trabalhos recentes de petrogênese ígnea mostram que grande parte das rochas graníticas têm sido geradas por processos de mistura de magmas de origem crustal e mantélica, que evoluem de diversas maneiras dependendo do ambiente tectônico atuante e/ou controlador.

A transferência de calor, a dinâmica dos fluidos, o fluxo magmático e os processos de mistura homogênea ou heterogênea podem contribuir no desencadeamento de processos de fusão parcial da crosta. O grau de interação entre os magmas de composição contrastante será controlado pela espessura, temperatura, pressão, quantidade de calor e composição da crosta, bem como pelo tempo de residência, temperatura, volume e quantidade de calor do magma básico que está sendo inserido no sistema. Todos estes fatores, por sua vez, são em grande parte controlados pelo ambiente geotectônico.

Os magmas básicos e ultrabásicos, gerados por processos de fusão no manto superior, podem sofrer segregação de sua região de origem e então ser submetidos a uma série de complexos processos de fracionamento, mistura e contaminação durante o transporte e posicionamento. A evolução dos magmas também constitui um processo importante na produção da diversidade de rochas ígneas atualmente expostas na superfície da Terra (Wilson, 1989).

Contudo, o grande volume e variedade de rochas graníticas que compõem a crosta continental exigem outros processos para explicar suas fontes. Desta forma, uma interação entre processos crustais e mantélicos parece mais razoável para a explicação destas associações. Pode-se considerar, por exemplo, que mesmo nas regiões onde não se tem o registro de magma básico associado aos magmas graníticos, o manto pode ter contribuído ao menos como fonte termal para a formação dos mesmos.

Recentemente, diversos autores têm se interessado e focado seus estudos na investigação das fontes e ambientes tectônicos relacionados à geração de rochas graníticas (Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Brown *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986; Pitcher, 1987; Chapell e White, 1992; Robert e Clemens, 1993; Samson *et al.*, 1995; Pearce, 1996; Keay *et al.*, 1997; Bonin, 1990; Liégeois, 1998; Sylvester, 1998; Barbarin, 1999; Bitencourt e Nardi, 2000; Harris *et al.*, 2000; Clemens, 2003; Bonin, 2004; Bogaerts *et al.*, 2006; entre muitos outros). Os níveis crustais de geração, concentração e colocação; mecanismos de ascenção; processos de evolução e cristalização; a extensão dos eventos magmáticos, bem como o tempo necessário para construção das diferentes câmaras magmáticas, têm sido alguns dos principais pontos vastamente discutidos tanto na literatura clássica quanto na literatura moderna (Hyndman, 1981; Vigneresse *et al.*, 1996; Bouchez *et al.*, 1997; Wiebe *et al.*, 1997; Koyaguchi e Kaneko, 1999; Bergantz, 2000; McNulty *et al.*, 2000; Petford *et al.*, 2000; Petford, 2003; Coleman *et al.*, 2004; Weinberg *et al.*, 2004; Glazner e Bartley, 2006; Bachmann *et al.*, 2007; Walker *et al.*, 2007; Michaut e Jaupart, 2011; Burgisser e Bergantz, 2011; Menand, 2011; Miller *et al.*, 2011). Ao mesmo tempo, grandes e crescentes esforços veem sendo empreendidos através da petrologia experimental e dos estudos termodinâmicos, resultando em uma importante contribuição na compreensão da gênese de rochas graníticas (Vielzeuf e Holloway, 1988; Le Breton e Thompson, 1988; Patiño-Douce e Johnston, 1991; Skjerlie e Johnston, 1996; McCarthy e Patiño-Douce, 1997; Montel e Vielzeuf, 1997; Stevens *et al.*, 1997; Patiño-Douce, 1999; Vielzeuf e Schmidt, 2001; Ulmer, 2001).

Os trabalhos de Bonin *et al.* (1998) e Kay e Mahlburg-Kay (1991), consideram a composição da crosta continental como resultante da interação entre crosta e manto. A crosta inferior, em margens convergentes do tipo continente-oceano e continente-continentes, constitui o local mais provável para a ocorrência de orogênese compressional e consequente espessamento crustal, seguido de delaminação. Segundo os estudos de Kay e Mahlburg-Kay (1991), a delaminação da crosta espessada é o principal processo de renovação da crosta, por meio da geração de crosta andesítica. Os magmas de derivação exclusivamente crustal, acompanhados por basaltos derivados do manto, também estão associados com soerguimento e extensão crustal devido ao afinamento do manto litosférico subjacente.

A diferenciação de magmas de composição básica a intermediária também é considerada um processo de geração de magmas graníticos, seja pelo fracionamento ou segregação mineral, seja por processos de mistura de magmas e/ou assimilação crustal. Intrusões de nível raso ou erupções vulcânicas podem ter camadas composicionalmente diferenciadas, em câmaras magmáticas estratificadas, mostrando alternância de pulsos de composição ora toleítica, ora calcialcalina. Variáveis graus de fusão parcial associados ao fracionamento de

líquidos na área fonte podem também produzir rochas co-magmáticas de diferentes composições. Outros modelos incluem fusão parcial de diferentes protólitos em área-fonte heterogênea e processos de mistura onde ocorre hibridização entre magmas crustais e mantélicos através de um mecanismo chamado de assimilação por cristalização fracionada (AFC), descrito por De Paolo (1981).

Estudos recentes têm demonstrado que, para uma investigação petrogenética criteriosa, faz-se necessária a consideração de modelos mais complexos de evolução dos magmas. Assim, o uso de elementos traço integrado a estudos do comportamento físico dos magmas tem mostrado resultados mais plausíveis que aqueles onde se consideram apenas processos isolados e não dinâmicos. Kerr *et al.* (1995) utilizam o comportamento dos elementos traços e isótopos para demonstrar que processos de assimilação de rochas encaixantes, bem como pequenas fusões, associadas a processos de fracionamento mineral, são responsáveis pela geração de diferentes tipos de rochas ígneas. A contaminação dos magmas se dá através da assimilação de líquidos de composição ácida resultantes de fusão parcial da crosta inferior durante um processo de ascensão turbulenta (ATA) através de uma crosta fina, em uma câmara magmática pouco espessa, do tipo *sill*, conectada à fonte por diques. O modelo é melhor aplicado em câmaras magmáticas com alta razão superfície/volume. Isto permite que uma pequena quantidade de magma entre em contato com as encaixantes, levando à fusão parcial de uma porção mais ácida e rica em voláteis, em um intervalo de tempo relativamente curto.

Contudo, embora muitos avanços tenham sido alcançados, um dos maiores problemas na construção de um modelo evolutivo para as rochas ígneas reside no fato de que muitas vezes não conseguimos distinguir se os magmas sofreram modificação de sua composição na fonte ou durante a ascensão, ou mesmo durante o posicionamento. Os mecanismos de hibridização podem ocorrer em diferentes estágios da geração e evolução magmática até o posicionamento final. Segundo Chen *et al.* (2002), a interação entre líquidos derivados do manto e da crosta, envolvendo mistura em graus variáveis, é o mecanismo capaz de produzir grandes corpos de magma híbrido em profundidade. Evidências dessa relação de coexistência entre magmas básicos e ácidos podem ser obtidas por meio da associação de enclaves microgranulares e diques máficos sinplutônicos com os granítóides, bem como pela identificação de rochas de composição híbrida sincrônica ao magmatismo granítico.

Estudos desta natureza têm sido efetuados em diversos maciços graníticos referidos na literatura. No Complexo Quérigut, Maciço Central Francês, Roberts *et al.* (2000) efetuaram um estudo integrado de petrologia, litioquímica e geoquímica isotópica, demonstrando que o mesmo corresponde a uma associação de rochas máficas e félsicas interpretadas como produto da mistura heterogênea entre diferentes magmas de composição granítica que coexistiram com magmas básicos.

No sul do Brasil, Bitencourt e Nardi (1993, 2000) e Nardi e Bitencourt (2007) admitem que o Cinturão Granítico que se estende do Uruguai até Santa Catarina representa uma associação de magmas básicos e principalmente graníticos, contemporâneos e vinculados geneticamente, produzida no período pós-colisional do Ciclo Brasiliense/Panafricano. A forte similaridade do magmatismo pós-colisional com o de arcos magmáticos evoluídos decorre do fato de ambos serem produzidos predominantemente a partir de fontes mantélicas afetadas por contaminação crustal, seja por subducção prévia de crosta continental, seja por outros mecanismos, como assimilação de parte da crosta continental ou pelo aporte de fluidos advindos da crosta.

O controle estrutural também é importante nos processos de geração, ascensão e posicionamento dos magmas graníticos e também tem sido alvo de grandes debates na literatura. A ascensão e cristalização de magmas graníticos ocorre em diferentes regimes tectônicos. Dado que as fontes dos magmas são fortemente

controladas pela tectônica, em cada regime tectônico fontes e condições estruturais são essenciais na definição da tipologia de rocha granítica gerada. Assim, a elucidação destas relações desenvolvidas entre fonte e atividade tectônica é essencial para a compreensão da gênese e evolução dos magmas graníticos.

Dado que a geração de rochas graníticas são parte de processo crustais de larga escala, sua abordagem como parte importante destes processos é chave para compreensão da evolução dos segmentos crustais. O magmatismo sintectônico é comumente relacionado a eventos de construção de montanhas e vários autores têm apontado uma conexão da geração, ascenção e posicionamento dos magmas graníticos com determinados regimes tectônicos, seja compressional ou extensional (Bitencourt e Kruhl, 2000). As relações temporais entre magmatismo e atividade tectônica em larga escala são também refletidas em pequenas relações de escala local entre pequenas intrusões, assim como na evolução das fábricas relacionadas ao resfriamento progressivo de líquidos magmáticos posicionados em zonas de tectônica ativa. Quando adicionado de uma abordagem petrológica, a reconstrução dos eventos magmáticos relacionados a cada episódio tectônico revela a diversidade do magmatismo granítico como resultante de diferentes ambientes tectônicos.

As falhas profundas, de escala translitosférica, podem promover descompressão adiabática, dando início a processos de fusão parcial da litosfera que resultam na geração de magmas graníticos na região de origem. Subsequentemente, controlam a ascensão e o posicionamento desses magmas. No trabalho de Fernandez e Gasquet (1994) fica bem demonstrada a integração de dados estruturais e petrológicos na avaliação da evolução reológica de sistemas que envolvem mistura heterogênea de magmas.

O estudo das estruturas magmáticas geradas em uma determinada rocha é importante para o entendimento dos mecanismos de geração e evolução do magma que lhe deu origem. Estruturas magmáticas, como enclaves máficos microgranulares, *schlieren* máficos e alinhamento dimensional de cristais, podem ser utilizadas no entendimento dos processos mecânicos e químicos que ocorreram durante a história de cristalização de uma rocha, definindo a dinâmica do fluxo magmático e do posicionamento do corpo. Dado que as estruturas primárias geradas por fluxo de um sistema magmático indicam um ambiente dinâmico e permitem a correlação dos diferentes mecanismos ocorrentes em sua evolução, podem-se utilizar as mesmas para estabelecer uma cronologia reológica.

Assim, estudos integrados de campo, com detalhamento estrutural, petrografia, geoquímica de elementos traços e isotópica pode colaborar para a construção de um modelo consistente de geração e evolução dos magmas sintectônicos, bem como elucidar as relações tempo-espacó desenvolvidas no magmatismo posicionado nos diferentes segmentos das zonas de cisalhamento e, consequentemente, contribuir de forma integrada para a caracterização e compreensão dos diferentes segmentos crustais.

3 Definição de magmatismo pós-colisional

O período pós-colisional inclui complexos eventos geológicos como grandes movimentos horizontais ao longo de megazonas de cisalhamento, colisões subsidiárias ou mesmo subducção de pequenas placas oceânicas e geração de riftes, marcando o final de um ciclo orogênico. O magmatismo gerado é principalmente de caráter calcialcalino alto-K, com rochas shoshoníticas e granitóides peraluminosos e alcalinos a peralcalinos subordinados (Liégeois, 1998; Harris *et al.*, 1986). Harris *et al.* (1986) enfatiza ainda o amplo espectro de

magmas gerados no ambiente pós-colisional, incluindo desde magmas com características de arco, indicativos do começo do período, até magmas do tipo intraplaca, sugestivos da progressão do processo de cratonização.

O período pós-colisional é definido como aquele que se segue a uma colisão maior concomitante ao pico do metamorfismo regional de alta pressão. A principal característica deste período é a grande movimentação dos terrenos ao longo de megazonas de cisalhamento, com o soerguimento de isotermas regionais deprimidas devido à subducção de grandes placas oceânicas, gerando fontes quentes e imóveis por um período de subducção precedente, acompanhada por rápidas modificações da temperatura em níveis crustais e mantélicos. Todos esses eventos resultam de um processo colisional precedente, justificando o uso da expressão pós-colisional (Liégeois, 1998).

A definição do período pós-colisional *sensu* Liégeois (1998) tem sido bem aceita e utilizada por vários autores no estudo das rochas ígneas neoproterozóicas do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Uruguai (Bitencourt e Nardi, 2000, Wildner *et al.* 2002, Garavaglia *et al.* 2002, Sommer *et al.* 2005, Florisbal *et al.* 2005 e 2007, Florisbal *et al.* 2009; Oyhantçabal *et al.* 2007, Peternell *et al.* 2010).

4 Comparação entre as associações litológicas de ambientes colisionais e pós-colisionais

Segundo Harris *et al.* (1986) e Pearce (1996), os ambientes sincolisionais estão vinculados a processos de espessamento crustal, enquanto os pós-colisionais estão vinculados aos processos que atuam depois da colisão principal, com o subsequente colapso do cinturão orogênico, sendo controlados essencialmente por tectônica tangencial a transcorrente.

Em geral, as rochas geradas em ambiente sincolisional constituem leucogranitos e granitos portadores de muscovita, que apresentam padrões de elementos traço semelhantes aos de rochas calcialcalinas de ambientes de arco magmático continental. Segundo os estudos de Harris *et al.* (1986) nos Cinturões do Himalaia e Herciniano, as características distintivas destes granitos são conteúdos excepcionalmente altos de Rb, F e B (e possivelmente Ta) e conteúdos muito baixos de Ce, Zr, Hf, Y, ETR, que ficariam retidos nos resíduos de fusão.

Um exemplo típico da evolução do magmatismo em ambiente colisional do tipo continente-continento é o platô no noroeste do Tibete, Cordilheira do Himalaia, interpretado por Miller *et al.* (1999) como produto da contínua colisão da Índia com a Ásia durante os últimos cinquenta milhões de anos. Este vulcanismo é bimodal, resultante da interação de fontes mantélicas e crustais, gerando-se desde magmas calcialcalinos potássicos até ultra-potássicos.

Os granitóides calcialcalinos do Cinturão Herciniano, como o Maciço de Vivero, estudado por Gálán *et al.* (1996), são contemporâneos com rochas maficas e ultramáficas. As rochas ultramáficas incluem peridotitos, piroxenitos e hornblenditos de textura cumulática. Neste maciço, olivina e diopsídio são interpretados como resultantes da cristalização fracionada *in situ* de magmas basálticos contaminados, enquanto anfibólio e biotita constituem a fases pós-*cumulus*. O mecanismo de cristalização fracionada *in situ* tem um importante papel na gênese das rochas maficas e ultramáficas, pois evidencia a contribuição de magmas basálticos derivados diretamente do manto (Gálán *et al.*, 1996). As rochas graníticas variam de anfibólio-biotita tonalitos, passando a biotita granodioritos e monzogranitos. As rochas maficas e ultramáficas associadas com os granitóides calcialcalinos são interpretadas como uma evidência direta do envolvimento de magmas derivados do manto na

gênese desses granitóides, durante ou logo após a colisão Herciniana. Os magmas básicos foram posicionados quase simultaneamente com os granitóides, e foram contaminados durante sua ascenção por componentes crustais. A contaminação do magma básico por esses processos ocorre em níveis crustais profundos, produzindo tonalitos híbridos com enclaves máficos. O Maciço de Vivero é um bom exemplo da hibridização de magmas de origem mantélica e crustal que se dá através da atuação de diversos mecanismos, como assimilação das encaixantes, contaminação por fluidos ricos em água, cristalização fracionada e mistura de magmas. Estes mecanismos ocorrem em diferentes níveis crustais, sendo parte deles muitas vezes contemporâneos.

Por outro lado, em ambiente pós-colisional, o magmatismo mais abundante é calcialcalino alto-K, que geralmente evolui para composições shoshoníticas ou alcalinas-peralcalinas nos estágios finais da orogênese. A ligação com o magmatismo alcalino subsequente é entendida como uma evolução normal das fontes calcialcalinas (Liégeois, 1998).

Depois da colisão principal, a qual é marcada por intenso metamorfismo regional, grande volume de granitóides calcialcalinos alto-K é posicionado, em geral formando batólitos. O magmatismo calcialcalino alto-K de ambientes pós-colisionais também abrange a geração de vulcanismo e plutonismo alcalino-peralcalino associado às rochas shoshoníticas.

Harris *et al.* (1986) enfatizam que o magmatismo tardio- a pós colisional constitui suítes calcialcalinas a alcalinas com características geoquímicas similares ao magmatismo de arco magmático maturo e intra-placa, respectivamente. Para estes autores, as suítes calcialcalinas são geradas a partir da fusão da cunha do manto enriquecido em elementos de grande raio iônico (LIL), mas estes magmas são provavelmente modificados por contaminação com fusões da crosta inferior que, por sua vez, são o resultado do relaxamento termal desta porção da crosta. Já as suítes de afinidade alcalina seriam geradas a partir de porções do manto retidas em locais onde não houve hidratação pelos processos de subducção, sendo a fusão do manto superior desencadeada por descompressão adiabática. Estes autores afirmam ainda que magmas de afinidade alcalina podem ocorrer em qualquer estágio do evento colisional, caso as estruturas litosféricas permitam a percolação de voláteis no manto ou magmas de origem mantélica na crosta. Esta dinâmica e multiplicidade de fontes fazem com que as rochas graníticas geradas em ambientes pós-colisionais apresentem características geoquímicas e isotópicas que se sobrepõem com rochas graníticas geradas em outros ambientes, o que muitas vezes dificulta a classificação e interpretação das mesmas.

A associação de rochas máficas e félsicas em ambiente pós colisional é exemplificada no Escudo Tuareg, estudado por Hadj-Kaddour *et al.* (1998). As rochas do Escudo Tuareg foram geradas durante o Ciclo Panafricano (750-550 Ma) e, em sua grande maioria, constituem uma associação de granitóides pós-colisionais de afinidade calcialcalina alto-K. O início da colisão é datado em 750 Ma, e o período pós-colisional é marcado por movimentos relativos de blocos em terrenos já relativamente amalgamados. Essa movimentação foi produto de uma ou mais subducções, que repercutiram nos terrenos já transformados por um período de subducção prévio, seguido por colisão, o que modificou a composição e reologia da crosta e do manto litosférico (Hadj-Kaddour *et al.* 1998). O magmatismo calcialcalino alto-K a shoshonítico do Escudo Tuareg é enriquecido em K, Rb, Th, U e Ta, e é considerado juvenil, podendo corresponder a termos diferenciados de outra crosta juvenil primeiramente gerada, composta por andesitos alto-K.

Tanto em ambientes colisionais quanto nos pós-colisionais, a geração de magmas calcialcalinos alto-K necessita da existência de uma fase de subducção prévia, que teria levado à modificação da fonte. Além disso, uma série de condições geotectônicas favoráveis para a fusão desta fonte magmática e para o posicionamento de grande quantidade de granitóides deve existir. Esta é provavelmente, a razão pela qual o magmatismo granítico calcialcalino alto-K é tão abundante nos períodos sin- e pós-colisional.

O Complexo Quérigut constitui outro exemplo de magmatismo calcialcalino gerada em ambiente pós-colisional, no Período Variscano (Permo-Triássico) (Roberts *et al.*, 2000). Este Complexo representa uma associação de rochas máficas e félsicas, em que a parte félsica é representada por diversos tipos de granitóides que contêm grande quantidade de enclaves microgranulares máficos interpretados como produtos de *co-mingling* entre magmas graníticos e dioríticos contemporâneos. As rochas máficas compreendem hornblenditos e olivina hornblenditos, hornblenda gabros e dioritos, constituindo uma associação ultramáfica a intermediária de origem cumulática. A geoquímica dos elementos maiores e traços indica a existência de dois *trends* petrogenéticos principais: um *trend* máfico, dado pelo decréscimo de MgO e aumento de Na₂O, TiO₂, Sr, Zr e Ba com o aumento de SiO₂, e um *trend* félsico, em que Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, Zr e Sr decrescem com o aumento de SiO₂. A definição desses dois *trends* é sustentada pela presença de *gaps* compostionais entre as séries máficas e félsicas, provavelmente resultantes da segregação de cristais do magma ácido e formação de cumulatos dioríticos. A associação comum de unidades granodioríticas-tonalíticas com rochas básicas e intermediárias, formando grandes volumes de magma, com abundância de enclaves máficos microgranulares, sugere que os magmas de composição contrastante se posicionaram simultaneamente. Os magmas básicos evoluíram através de processos de acumulação e segregação mineral, dando origem aos diferentes tipos de rochas máficas e ultramáficas.

As rochas básicas compreendem testemunhos de fusão do manto, tornando improvável a vinculação do magmatismo pós-colisional apenas com processos de retrabalhamento crustal. Portanto, o estudo da evolução deste magmatismo contribui diretamente para o conhecimento da evolução do manto nos estágios que suscedem eventos de colisão. As rochas básicas podem ser geradas através da fusão do manto superior em ambiente intraplaca, que pode ser ocasionada pelo relaxamento termal após o fechamento do arco, atingindo a crosta através de condutos gerados pelas zonas de cisalhamento translisosféricas. Já os granitos, podem resultar da fusão da crosta inferior decorrente do relaxamento térmico posterior à colisão, ou da fusão do manto superior em ambiente intraplaca, ou do arco magmático, devido à descompressão adiabática que acompanha o soerguimento pós-colisional (Harris *et al.*, 1986).

A afinidade geoquímica das rochas pós-colisionais depende da geometria do evento colisional e das composições da crosta e do manto de onde foram derivadas. Portanto, essas rochas podem ser geradas pela mistura variável de magmas derivados tanto da crosta quanto do manto (Pearce *et al.*, 1984).

A figura 2, extraída de Harris *et al.* (1986), ilustra uma seção idealizada de uma colisão continente-continent, mostrando os diferentes estágios de construção do orógeno e esquematizando os diferentes tipos de magmatismo gerado ao longo desta construção.

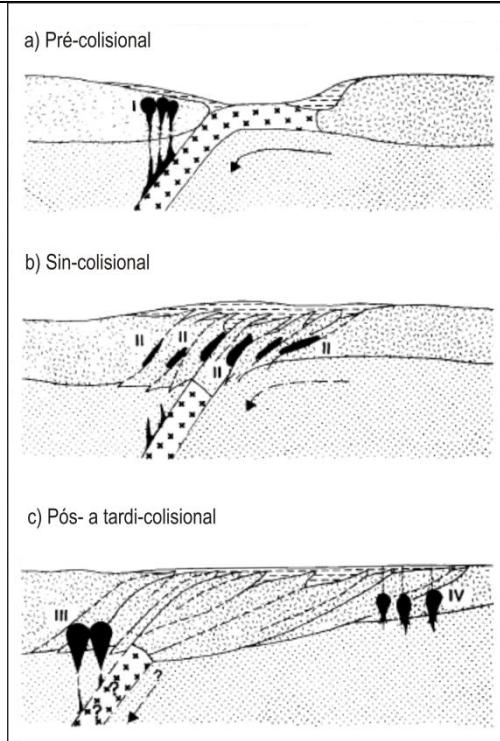


Figura 2. Seção idealizada de uma colisão continente-continente simples, modificada de Harris *et al.* (1986). (a) pré-colisional, (b) sin-colisional, (c) pós a tardí-colisional. I. Granitóides Pré-colisionais ou de arco vulcânico; II. Granitóides sin-colisionais; III. Granitóides pós-colisionais e IV. Granitóides Intra-placa.

5 Magmatismo Pós-colisional no sul do Brasil

No sul do Brasil, grande parte das rochas ígneas que compõem o escudo são relacionadas ao Ciclo Brasiliano/Panafricano, sendo intrusivas em um embasamento metamórfico Paleoproterozóico (Hartmann *et al.* 1994). Muitos dos granitóides gerados neste Ciclo têm sua gênese relacionada a eventos tectônicos que envolvem subducção de crosta oceânica (*ca.* 800 a 700 Ma) e eventos colisionais entre continentes e arcos magmáticos (*ca.* 700 a 500 Ma) (Bitencourt e Nardi, 2000).

O período pós-colisional na porção leste do sul do Brasil, representado pelo Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul (Philipp *et al.*, 2002) e pelo Batólito Florianópolis em Santa Catarina (Silva *et al.* 1999), é marcado pelo magmatismo genética e temporalmente vinculado ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Segundo Bitencourt e Nardi (2000), este magmatismo abrange granitóides calcialcalinos alto-K e leucogranitos peraluminosos, precoces em relação à tectônica transcorrente, que evoluem para granitóides de afinidade shoshonítica e, eventualmente, alcalinos metaluminosos de caráter tardí- a pós-transcorrente. Com exceção do magmatismo leucocrático peraluminoso, os granitóides de ambos os batólitos têm magmatismo básico sincrônico, representado por enclaves maficos microgranulares, diques sinplutônicos e componentes maficos em sistemas de *co-mingling* (Florisbal *et al.* 2009, Fontana, 2008, Fontana, 2011). As mesmas características químicas, bem como correlação estrutural com o CCSb são relatadas no Batólito Aiguá, no Uruguai por Oyhantçabal *et al.* (2007, 2009), o que permite a correlação espacial, temporal e composicional do magmatismo pós-colisional ao longo deste cinturão.

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO

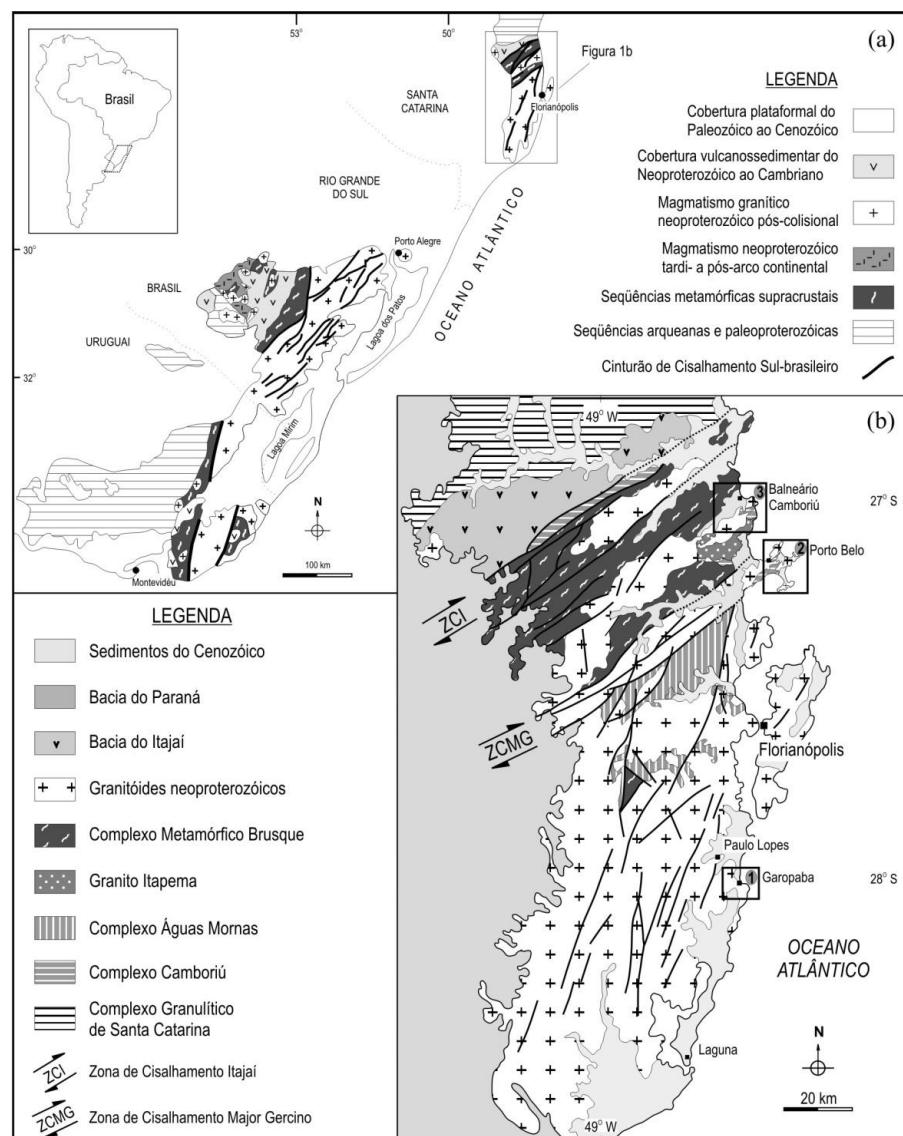
1 Apresentação

As áreas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina compõem o setor meridional da Província Mantiqueira (Fig. 3a), assim denominada por Almeida *et al.* (1977). A similaridade de associações de rochas e de grandes traços tectônicos observados em ambas, bem como sua extensão geográfica para sul, no Escudo Uruguaio, têm levado diversos autores a tratá-las como uma área contínua, generalizando interpretações geológicas e modelos geotectônicos, estabelecidos em uma ou outra região, para as demais (Hasui *et al.* 1975; Fragoso Cesar 1980; Jost e Hartmann 1984; Fragoso Cesar *et al.* 1986, 1990; Basei 1985, 1990; Basei e Hawkesworth 1993; Basei *et al.* 2000, 2005 e 2008; Fernandes *et al.* 1992; Bitencourt e Nardi (1993, 2000); Chemale *et al.* 1995, 2003; Silva *et al.* 1999, 2000, 2003, 2005). Assim, e apesar de muitas vezes empregados com distintas conotações, termos como Cinturão Dom Feliciano; Batólito Pelotas, Aiguá e Florianópolis tornaram-se freqüentes na literatura como designações geotectônicas comuns a essas três áreas de escudo.

Nos últimos vinte e cinco anos, distintas linhas de concepção geotectônica vêm sendo utilizadas na construção dos modelos em áreas pré-cambrianas do sul do Brasil. Com o avanço dos métodos geoquímicos, isotópicos e geocronológicos muitos dados têm sido gerados, possibilitando diferentes interpretações para estas unidades.

No período de 1980-1990, a quase totalidade dos dados geocronológicos utilizados para embasar os modelos geotectônicos concebidos para o setor meridional da Província Mantiqueira era constituída por determinações Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar, em rocha total, com raros dados de U-Pb TIMS em zircão, como os apresentados no trabalho de Basei (1985, 1990), sobretudo para o Escudo Catarinense. O uso extensivo de outros métodos geocronológicos foi introduzido nos trabalhos de Chemale Jr. *et al.* (1995) e Babinski *et al.* (1997), trazendo uma nova perspectiva para a concepção dos modelos geotectônicos e de evolução crustal, e de certa forma se compatibiliza com a escala de progressivo detalhe com que vêm sendo efetuados os trabalhos de mapeamento geológico e estrutural nessas áreas. Contudo, os dados geocronológicos eram ainda muito escassos e insuficientes para interpretações de cunho petrológico ou mesmo para o refinamento dos modelos geotectônicos pré-existentes. Assim, a partir do final da década de 1990, com o surgimento de expressivo volume de determinações de idades através dos métodos U-Pb em zircão via TIMS, e em seguida de datações pontuais através dos métodos U-Pb SHRIMP e mais recentemente LA-MC-ICPMS, apoiadas em dados de idades

modelo Sm-Nd, vários autores conseguiram traçar diferentes modelos de evolução para o Cinturão Dom Feliciano (Chemale *et al.* 2003; Hartmann *et al.* 2003; Basei, 1990; Basei *et al.*, 2000, 2005, 2008; Oyhantçabal *et al.*, 2007, 2009; Passarelli *et al.* 2009). Mas, ao contrário do ocorrido no período anterior, o acréscimo dos dados geocronológicos foi muitas vezes mais rápido quando comparado ao avanço dos trabalhos de mapeamento geológico e estrutural, sobretudo com algum nível de detalhe. Além disso, os trabalhos de petrologia, seja ígnea ou metamórfica, onde os estudos das faciologias das unidades magmáticas, suas relações de contato e estratigrafia, assinaturas geoquímicas e isotópicas, geotermobarometria e condições de posicionamento dos corpos ígneos ou condições metamórficas a que foram expostas as rochas, também têm crescido em menor escala. Como reflexo deste crescimento descompassado dos diferentes enfoques e abordagens dos estudos das unidades, parte dos modelos evolutivos propostos para o Cinturão Dom Feliciano são baseados fortemente em geocronologia, o que muitas vezes torna limitada a interpretação geológica dos modelos elaborados.



2 Domínios Tectônicos do Escudo de Santa Catarina

A compartimentação tectônica do Escudo Catarinense (EC) em distintos domínios tectônicos é adotada neste trabalho a fim de estabelecer uma ordem de descrição das diferentes unidades que compõem o escudo. Esta compartimentação foi primeiramente apresentada por Basei (1985), que divide o Escudo Catarinense em três distintos Domínios, cujos limites são representados por importantes estruturas de expressão regional, as zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI) e Major Gercino (ZCMG). Basei (1985) definiu: (i) Domínio Externo, que abrange as rochas do EC ocorrentes a norte da Zona de Cisalhamento Itajaí; (ii) Domínio Intermediário, que abrange as rochas do EC compreendidas entre a ZCI e a ZCMG e (iii) Domínio Interno, que abrange as rochas do EC ocorrentes a sul da ZCMG. Para o autor estas zonas de cisalhamento de escala regional representam zonas de sutura, que delimitam a colagem de terrenos distintos.

A compartimentação em domínios adotada na tese, bem como a interpretação dos limites destes domínios, são equivalentes às de Basei (1985). Contudo, a compartimentação aqui adotada pretende ser antes descritiva do que interpretativa e tem o intuito de evitar interpretações tectônicas diretamente relacionadas à definição dos distintos domínios. Some-se a isso a não coesão ou uniformização dos termos geotectônicos utilizados na literatura para compartimentação das unidades do EC (*e.g.* cinturões, blocos, terrenos e/ou outras definições de caráter geotectônico). Esta opção também se justifica pela preocupação da autora em evitar o uso de conceitos algo confusos utilizados pelos autores de diversos estudos, e que trazem embutidos em si uma série de implicações dos modelos geotectônicos concebidos por estes pesquisadores.

Assim, o Escudo de Santa Catarina (Fig. 3b) é aqui compartimentado em três grandes domínios tectônicos que tem seus limites definidos por grandes zonas de cisalhamento. O Domínio Norte abrange as unidades paleoproterozóicas do Complexo Granulítico Santa Catarina e neoproterozóicas das Bacias do Itajaí e Campo Alegre. Este domínio é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. O Domínio Central, limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, é composto pelas rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque e pelo Complexo Camboriú, com algumas ocorrências de rochas graníticas como o granitos Itapema, Corre-Mar, Rio Pequeno, Serra dos Macacos, entre outros. Por fim, o Domínio Sul é definido pelas rochas graníticas de idade neoproterozoica do Batólito Florianópolis com alguns relictos do embasamento de idade paleoproterozóica representados pelo Complexo Águas Mornas.

A seguir são apresentadas as unidades que compõem cada um dos domínios tectônicos e são abordados os modelos geotectônicos recentemente propostos para estas unidades, bem como os distintos termos utilizados na literatura como referência.

2.1 Domínio Norte

O Domínio Norte representa a área norte do Escudo Catarinense. Comporta as unidades Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC) e as bacias neoproterozóicas (Bacias do Itajaí e Campo Alegre). Seu limite sul é definido pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (Silva *et al.*, 1991).

O Complexo Granulítico Santa Catarina (CGSC) é composto por ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e trondjemíticos, que são intrudidos por rochas maficas e ultramáficas. São também relatadas ocorrências menores de rochas metassedimentares, como quartzitos e formações ferríferas bandadas (Hartmann *et al.* 1979).

Há consenso entre diversos autores (Hartmann *et al.* 1979; Basei 1985; Basei *et al.*, 1998; Chemale *et al.* 1995), que baseiam seus estudos em dados geocronológicos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, de que este Complexo abrange seqüências geradas no Arqueano e retrabalhadas no Paleo- a Mesoproterozóico. Em Basei (1990), o autor interpreta que o CGSC constitui um terreno alóctone de idade paleoproterozóica, cuja evolução primária é neo-arqueana. Este terreno mostra metamorfismo de alto grau e deformação em $2,35 \pm 0,03$ Ga, algumas zonas de cisalhamento discretas que cortam as estruturas pretéritas, onde ocorrem leucogranitos róseos deformados apresentam idade U-Pb TIMS em zircão de $2,012 \pm 0,021$ Ga, interpretadas como a idade de colocação do granito que, por sua vez, é associada com os migmatitos e gnaisses que não mostram paragêneses de alto grau, sendo interpretada como contemporânea ao metamorfismo de fácies anfibolito que afeta regionalmente este complexo.

Em Basei *et al.* (1998), os autores apontam uma primeira diferenciação crosta-manto de idade Arqueana em 2.8 Ga (idade modelo TDM), e estabilização tectônica no Paleoproterozóico, em 1.9 Ga (K-Ar em biotita). Para Hartmann *et al.* (2000), o Complexo Granulítico tem idade de cristalização dos protólitos em 2716 ± 17 Ma e foi metamorfizado em fácies granulito em dois eventos: o primeiro em 2675 ± 12 Ma e o segundo em 2168 ± 18 Ma, ambos determinados por U-Pb SHRIMP em zircão. Os mesmos autores concordam com a idade de estabilização paleoproterozóica de Basei *et al.* (1998), mas concluem que após a estabilização este Complexo permaneceu como um bloco indeformado durante a orogênese Brasiliiana/Pan-Africana.

Este domínio também inclui seqüências vulcâno-sedimentares (Bacias do Itajaí e Campo Alegre) datadas em *ca.* 540 Ma (Neoproterozóico a Cambriano), que apresenta estruturas oblíquas dúcteis-rúpteis relacionadas ao evento de *thrust* (Basei, 1990).

A **Bacia do Itajaí** já fora classificada como bacia de *foreland* do tipo *rift* extensional (Basei, 1985), bacia transtensional (Krebs *et al.*, 1990; Schroeder, 2006), bacia de *foreland* periférica (Rostiolla *et al.*, 1992, 1999), e bacia de retroarco (Gresse *et al.*, 1996).

Drukas e Basei (2009) definem a Bacia do Itajaí como uma bacia assimétrica, de forma sigmoidal, que representa uma bacia periférica de ante-país relacionada à evolução do Cinturão Dom Feliciano, depositada no final do Neoproterozóico, entre 580 e 560 Ma (Basei *et al.* 2008). Esta bacia é constituída por espessos pacotes de rochas sedimentares distribuídas em duas seqüências principais: uma continental basal e outra superior marinha, além de uma importante contribuição vulcanogênica félítica, totalizando 4500 m de espessura. Segundo Drukas e Basei (2009), a principal fonte relacionada ao material de preenchimento da Bacia do Itajaí tem sua proveniência atribuída à seqüência metavulcâno-sedimentar do Grupo Brusque e Batólito Florianópolis (unidades marinhas e superiores) e, subordinadamente, ao Complexo Granulítico Santa Catarina (arenitos e conglomerados da seqüência continental basal).

Outros autores como Guadagnin *et al.* (2010) apontam idades semelhantes de formação da Bacia, mas

diferem essencialmente no modelo evolutivo da mesma. Para estes autores, a Bacia do Itajaí é uma bacia tardia- a pós-orogênica limitada por falhas, composta por sucessões aluvio-deltaicas e plataformais seguidas de depósitos turbidíticos e de fan-deltas. As idades U-Pb em zircão de um tufo e cinco arenitos indicam a idade de deposição máxima em 563 ± 3 Ma para as sessões intermediárias e de topo e a idade obtida em zircões de um *stock* riolítico indica a idade de deposição mínima em 549 ± 4 Ma. Estes dados são compatíveis com sedimentação Ediacarana, que também é confirmada pelo conteúdo fossilífero encontrados nos sedimentos da bacia. As idades U-Pb em zircões detriticos mostram uma diferença de áreas fonte da base para o topo. Na base, os grãos de zircão detriticos apontam idades relacionadas aos Ciclos Transamazônico e Brasiliano, com alguma contribuição Arqueana. Já a sequência de topo é dominada por zircões de idade Brasiliana/Pan-Africana, com intervalos entre 824 a 770 Ma e 656 a 563 Ma. Isotopia Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total sugerem como fonte principal para preenchimento da bacia foi a crosta retrabalhada do Cinturão Dom Feliciano (Complexo Metamórfico Brusque e Batólito Florianópolis). Os autores também apresentam uma correlação regional da Bacia do Itajaí com bacias formadas durante os estágios finais do sudoeste do Gondwana – Bacias do Camaquã (RS), Arroyo Soldado (Uruguai) e Grupo Nama (Namíbia).

Autores como Basei (1985) e Schroeder (2006) relatam deformações rúptis-dúcteis que afetam as rochas do Complexo Granulítico Santa Catarina e do Complexo Metamórfico Brusque. Estes autores sugerem que a reativação destas zonas de cisalhamento após a deposição da Bacia do Itajaí empurra o embasamento para cima da bacia gerando inversões estratigráficas. Guadagnin *et al.* (2010) sugerem que a ausência de magmatismo sincolisional entre 580 e 563 Ma no Cinturão Dom Feliciano aponta para ao menos dois distintos cenários tectônicos para a Bacia do Itajaí. Primeiro, a Bacia do Itajaí pode ser uma bacia de *foreland* relacionada a um evento de colisão. Se esta premissa estiver correta, então o cinturão orogênico deve ser posicionado na porção leste do Batólito Florianópolis. O Batólito Florianópolis e o Complexo Metamórfico Brusque seriam, neste caso, uma arco magmático antigo e um cinturão de dobramentos, respectivamente. Sendo assim, uma topografia expressiva deve ter impedido o transporte de sedimentos do orógeno ativo para a bacia de *foreland*. Uma interpretação alternativa seria de que a abertura da Bacia do Itajaí possa ser resultado de processos tardia- a pós-orogênicos. Este processo poderia ter formado uma bacia transpressiva que estava associada a movimentos tectônicos do Ciclo Brasiliano/ Pan-Africano.

O Domínio Norte, no que tange aos modelos e denominações geotectônicas propostas para a área, corresponde ao Domínio Externo de Basei (1985), composto pela Micropatela Luis Alves (Basei *et al.*, 1998), aos Núcleos Arqueano/Paleoproterozóico (NAP) de Chemale *et al.* (1995) ou ainda, ao Bloco/Cráton Luis Alves de Hartmann *et al.* (2003), todos juntamente com a Bacia do Itajaí. Em Chemale *et al.* (1995), os autores se referem às Bacias do Itajaí e Campo Alegre como Seqüências Vulcanosedimentares de Cobertura (SVC).

Cabe ressaltar que nenhuma unidade pertencente a este domínio foi alvo de estudo da presente tese.

2.2 Domínio Central

O Domínio Central do Escudo de Santa Catarina corresponde à região situada entre as Zonas de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a Zona de Cisalhamento Major Gercino. As principais unidades ocorrentes na

área são as rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque e as rochas orto- e para-derivadas do Complexo Camboriú, com algumas ocorrências, muitas vezes expressivas, de rochas graníticas e vulcânicas. Estas diversas unidades são comumente referidas na literatura com definições e interpretações geotectônicas algo distintas.

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é a unidade mais abundante neste domínio, perfazendo à maior parte da área. O CMB está disposto em uma faixa de direção NE-SW com 75 km de extensão e 45 km de largura. O complexo é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP) (Silva, 1991) e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Bitencourt *et al.*, 1989). A ZCIP representa o limite do Complexo Metamórfico Brusque com as rochas da Bacia do Itajaí. (Basei, 1985; UFRGS, 2000; Phillip *et al.*, 2004)

Embora diversos trabalhos com distintos enfoques venham sendo realizados na área nos últimos vinte e cinco anos, algumas questões como a idade de sedimentação, as condições de metamorfismo a que foram expostas as rochas e a relação temporal existente entre os eventos metamórficos e a deformação que ocorrem na área, ainda seguem como questões passíveis de discussão. O texto que segue busca mostrar diferentes trabalhos que contribuem na compreensão da evolução desta unidade.

O Complexo Metamórfico Brusque já fora alvo de inúmeras e distintas interpretações. Já fora interpretado como uma associação de margem continental passiva relacionada com a evolução de um cinturão orogênico (Fragoso-Cesar, 1980; Basei (1985); Basei e Teixeira, 1987). Caldasso *et al.* (1995) interpreta o CMB como uma associação relacionada a evolução de depósitos plataformais e leques submarinos, tendo como áreas fontes rochas paleoproterozóicas. Silva (1991) sugere para o CMB uma evolução relacionada a um ambiente do tipo *rift*, interpretação também adotada nos trabalhos de Sander (1992), Phillip *et al.* (2004) e Campos (2007).

É consenso entre diversos autores que o CMB constitui uma seqüência metavulcano-sedimentar composta principalmente por metapelitos, filitos e xistos micáceos intercalados com semi-pelitos, quartzitos, rochas calc-silicáticas, mármore, xistos magnesianos, com algumas rochas metavulcânicas félscicas, máficas e ultramáficas, metamorfisadas em condições de fácies xistos verdes a anfibolito em condições de baixa P-T (Basei, 1985, 1990; Silva, 1991; UFRGS, 2000; Phillip *et al.*, 2004; Campos, 2007). Basei (1985) propõe um zoneamento metamórfico ocorrente de NW para SE, variando da zona da clorita (NW) a paragnisses com andalusita, granada e biotita (SE). UFRGS (2000) e Phillip *et al.* (2004) propõem um padrão de zoneamento metamórfico complexo, com repetições e incongruências de zonas metamórficas, que variam desde a zona da clorita, passando para biotita, granada, andaluzita e cordierita.

Segundo UFRGS (2000) e Phillip *et al.* (2004), apesar da complexa estruturação do CMB, a superfície de deposição original (S_0) é reconhecida com frequência, principalmente por variações de tamanho de grão e da composição entre as camadas, permitindo o reconhecimento de seus protólitos. Por outro lado o metamorfismo não favorece o estabelecimento de fácies para subdividir os conjuntos litológicos. Assim, o CMB fora dividido em cinco conjuntos litológicos com base nos protólitos predominantes: (i) Subunidade Clástica, (ii) Subunidade Química, (iii) Subunidade Clástico-química, (iv) Subunidade Metavulcânica Básica e (v) Subunidade Magnesiana. A sedimentação é interpretada como predominantemente marinha e relacionada provavelmente a um

sistema de *riffs* que evoluem para uma margem continental, sem registro de crosta oceânica. Esta interpretação é também evidenciada por Campos (2007), que mostra que as rochas máficas e ultramáficas da porção sul do CMB mostram caráter metaluminoso e afinidade toleítica, enriquecida em elementos continentais. Ainda de acordo com estes autores, a evolução tectônica do CMB está relacionada a um evento tangencial (D_1 - D_2), cujo desenvolvimento progressivo é responsável pelo desenvolvimento da foliação metamórfica (S_1). A transposição desta foliação gera a superfície S_2 , em geral paralela a S_1 , que constitui a xistosidade principal encontrada nas rochas do CMB. A presença de zonas de alta deformação nos eventos deformacionais de baixo ângulo, marcadas pela transposição da S_1 e geração de zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais, é indicativa da existência de intercalação tectônica de fatias ou lascas ao longo da evolução do cinturão. Estas estruturas foram afetadas por um evento transcorrente (D_3), sob condições de deformação dúctil a dúctil-ruptil. A deformação e o metamorfismo regional orogênico (M_1 e M_2) são interpretados neste trabalho como polifásicos e ocorrentes no Neoproterozóico, associados a um processo de colisão continental.

Tem como contraponto os trabalhos de Basei (1985) e Basei *et al.* (2008), que interpretam a formação da paleobacia em uma margem continental de idade neoproterozóica. O rifteamento teria ocorrido entre 843 ± 12 Ma e 834.7 ± 8.7 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), e estaria associado temporalmente à geração de granitos do tipo-A. O final do processo orogênico colisional deve ter ocorrido por volta de 600 Ma (Basei, 1985) ou 530 Ma (Basei *et al.*, 2008).

Segundo Campos (2007), o período de sedimentação e do vulcanismo, bem como as idades dos eventos metamórficos ainda não estão bem estabelecidos e resultados conflitantes não permitem definir um quadro coerente da evolução temporal do complexo. Basei (1990) com base em determinações de idades U-Pb TIMS em zircões detriticos de xistos pelíticos sugere um intervalo de 1500 a 2000 Ma para a sedimentação do CMB, indicando a idade modelo Nd (TDM) de 1670 Ma obtida em rocha metavulcânica básica do CMB como idade limite de sedimentação do mesmo. Hartmann *et al.* (2003) atestam que a idade de sedimentação da bacia é ainda indeterminada, mas sugere uma idade mais jovem que 2023 ± 7 Ma com base em dados U-Pb SHRIMP obtidos em zircões detriticos de quartzitos do CMB. Em Basei *et al.* (2008) os autores estabelecem, através de geocronologia U-Pb SHRIMP em zircões detriticos de um mica xisto de contribuição vulcanogênica, que as áreas fontes do CMB são essencialmente mesopoterozóicas e neoproterozóicas, com ausência de idades arqueanas, com picos definidos em 2,2 - 1,8 Ga; 1,6 - 1,2 Ga e 600 – 580 Ma, respectivamente. Silva *et al.* (2002) interpretam a idade magmática U-Pb SHRIMP de 639 ± 11 Ma, obtida em metariolito na região de Itapema, como um registro do episódio vulcânico sin-deposicional, o que aponta a idade de sedimentação da bacia como neoproterozóica.

Segundo UFRGS (2000) e Phillip *et al.* (2004) o CMB contém diversas intrusões graníticas, que seccionam o CMB em duas partes e cujas relações temporais e estruturais indicam a geração de dois grandes eventos de magmatismo granítico distintos.

Segundo Phillip e Campos (2010), o primeiro está relacionado com a evolução metamórfica do complexo, caracterizado por corpos leucograníticos com dimensões métricas a centométricas e formas tabulares, de disposição subhorizontal. As relações estruturais entre o posicionamento destes corpos graníticos e a evolução

metamórfico-deformacional do CMB, associada aos parâmetros geoquímicos e as feições tectônicas e geocronológicas são consistentes com um magmatismo relacionado a fusão crustal em ambiente colisional no final do Ciclo Brasiliano. Os leucogranitos constituem corpos tabulares posicionados nas superfícies axiais das dobras F_1 relacionadas a primeira fase de deformação regional do CMB. A identificação das foliações magmática e milonítica subparalelas a estes corpos confirma o caráter sin- D_1 desta granitogênese e vincula os mesmos ao pico do metamorfismo colisional que afetou este complexo. As relações estruturais sugerem que o posicionamento dos corpos é anterior a transposição e formação da xistosidade S_2 . A vinculação da formação dos granitóides as principais fases da tectônica deformadora do Complexo Metamórfico Brusque indica que este magmatismo é de idade Neoproterozóica. As relações estruturais e a ausência de metamorfismo de contato diferenciam estes leucogranitos dos granitos Valsungana, Corre-Mar e Serra dos Macacos.

Estas observações ressaltam a diferença temporal entre os leucogranitos e os demais granitóides que cortam o CMB. Além das relações estruturais, os granitos Corre-Mar, Valsungana, Serra dos Macacos (UFRGS, 2000) cortam de modo discordante as foliações S_1 e S_2 e desenvolvem metamorfismo de contato nas unidades do CMB (Caldasso *et al.* 1995; UFRGS, 2000; Philipp *et al.* 2004, Philipp e Campos, 2010).

Bitencourt e Nardi (2004) estudaram o **Granito Itapema (GI)**, uma importante massa granítica composta por hornblenda-biotita granitos a granodioritos de textura fina a média com abundantes xenólitos de rochas encaixantes e agregados máficos irregulares. Este corpo de orientação EW a NE-SW, com aproximadamente 100 Km² de área aflorante, secciona junto com granitóides de idade neoproterozóica, o CMB. As relações de contato na porção sul com o CMB, bem como com o Complexo Camboriú são fortemente obliteradas pela entrada da expressiva massa de granitos neoproterozóicos. E grande parte da borda SE é recoberta por sedimentos cenozóicos, o que torna difícil a averiguação dos contatos. Contudo, as estruturas internas deste granito mostram direção NW a EW na porção sul da intrusão e são progressivamente rotacionadas para NE-SW quando em direção ao norte da mesma, o que aproxima a estruturação desta intrusão à estruturação das rochas do CMB. Para Phillip *et al.* (2004) as relações de contato entre o Granito Itapema e as rochas do CMB não apresentam evidências diretas de campo sendo de difícil interpretação, entretanto, Bitencourt e Nardi (2004) sugerem que o referido granito é intrusivo no CMB. Para os últimos, a geometria e distribuição da foliação de fluxo do Granito Itapema sugere que ele é uma intrusão subhorizontal “em folha” (*sheet-like intrusion*) e que seu posicionamento foi controlado por cavalgamentos em condições P-T compatíveis com a fácie anfibolito superior. Sua origem é compatível com fusão crustal, relacionado à evolução dos migmatitos do Complexo Camboriú. A idade U-Pb SHRIMP em zircão do Granito Itapema é interpretada por Hartmann *et al.* (2003) como paleoproterozóica, sendo 2,02 Ga a idade de cristalização, com posicionamento controlado por estruturas de baixo ângulo durante um evento maior do Ciclo Transamazônico, e deformação em 598 ± 6 Ma. Contudo, esta idade é ainda controversa e autores como Basei (1985) e Basei *et al.* (2010) definem uma idade neoproterozóica para o mesmo granito e relacionam sua evolução com o clímax metamórfico, que por sua vez é responsável pela migmatização dos gnaisses encaixantes.

A segunda fase de magmatismo granítico do CMB é mais tardia e apresenta colocação relacionada à evolução das zonas transcorrentes, que são relacionadas ao metamorfismo M_3 , que por sua vez está relacionado à

tectônica transcorrente (D_3). Neste contexto, os **Granitos Corre-Mar, Valsungana e Serra dos Macacos** separam juntamente com o Granito Itapema, duas seqüências metavulcano-sedimentares do Complexo Brusque e desenvolvem metamorfismo de contato nestas rochas. Este metamorfismo de contato desenvolve cornubianitos pelíticos e calci-silicáticos, sob condições metamórficas de fácies albita-epidoto cornubianito a piroxênio cornubianito (Phillip *et al.*, 2004). O posicionamento de ambos granitos está relacionado à evolução das zonas de cisalhamento de alto ângulo ZCIP e ZCMG. Os corpos graníticos são alongados segundo NE-SW, paralelos às estruturas regionais subverticais. Estes granítóides apresentam foliação magmática bem desenvolvida, definida pelo alinhamento dimensional de megacristais de feldspatos e biotita, e são concordantes com a D_3 do CMB. Estes granitos são interpretados por Bitencourt e Nardi (2000), UFRGS (2000) e Phillip *et al.* (2004) como pertencentes ao magmatismo neoproterozóico do Batólito Florianópolis, sendo todos granitos sintectônicos posicionados em zonas de cisalhamento de baixo grau de deformação vinculados ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt e Nardi, 2000). Contudo, alguns autores como Basei (1985, 1990) propõem a desvinculação dos granitos intrusivos no CMB do Batólito Florianópolis. Em Basei *et al.* (2000) os autores afirmam que todos estes corpos graníticos mostram características tardi-tectônicas em relação às fases principais de metamorfismo e deformação das rochas metassedimentares encaixantes pertencentes ao CMB. Na presente tese estes granitos não são interpretados como vinculados ao Batólito Florianópolis, sendo tratados a parte.

Embora haja incoerência nas designações utilizadas na literatura, seguem algumas das designações geotectônicas utilizadas para o CMB e para os granitos intrusivos no mesmo. Chemale *et al.* (1995), Phillip *et al.* (2004) e Philipp e Campos (2010) colocam estas unidades no Cinturão Tijucas (CT). Já Basei (1985, 1990) e Basei *et al.* (2000) colocam estas unidades como Cinturão Dom Feliciano, pertencentes ao Domínio Interno de Basei (1985). Silva *et al.*, (2005) agrupam estas unidades sob a designação de Cinturão Orogênico Dom Feliciano. No trabalho de Lopes (2008), o Granito Itapema juntamente com os Granitos Valsungana e Serra dos Macacos são agrupados sob a designação de Granítóides Regionais.

Ainda no Domínio Central, há a ocorrência do **Complexo Camboriú (CC)**. O CC foi formalmente denominado e definido como tal no trabalho de Chemale *et al.* (1995), onde estes autores agrupam sob esta designação gnaisses, migmatitos e granitos calcialcalinos localizados na porção centro-leste do estado de Santa Catarina. Em um estudo de detalhe do Complexo Camboriú realizado por Lopes (2008), se observa um refinamento das unidades que compõem o CC dado a escala do trabalho. Assim, segundo esta autora, o CC é constituído por gnaisses migmatíticos, granítóides e rochas metamórficas cortadas por corpos graníticos de composições diversas, vinculados ou não a evolução do Complexo. Os corpos migmatíticos são de tamanho e formas variadas, todos alinhados segundo a direção NE, em concordância com as zonas de cisalhamento regionais (ZCIP e ZCMG).

UFRGS (2000) e Phillip *et al.* (2004) afirmam que as relações de contato entre o CC e o CMB são tectônicas, caracterizadas por uma zona de cisalhamento de empurrão que coloca em contato ambas as unidades a norte do Granito Itapema. A averiguação dos contatos é muitas vezes dificultada pela colocação próxima a estes dos granítóides neoproterozóicos.

Inúmeros estudos com diversos enfoques já foram realizados no Complexo Camboriú. Contudo, a origem

e evolução deste complexo seguem ainda um tanto controversa.

Na concepção de Chemale *et al.* (1995), o Complexo Camboriú constitui provavelmente remanescentes antigos dentro do Batólito Florianópolis, sendo constituído por gnaisses migmatíticos de composição tonalítico-trondjhemítica (Silva, 1987; Basei, 1985). Entretanto, os dados geocronológicos disponíveis não são conclusivos, permitindo apenas identificar essas ocorrências como as unidades mais antigas (Paleoproterozóicas) no interior do batólito.

Os gnaisses e migmatitos do Complexo Camboriú foram relatados por Basei *et al.* (2000) como núcleos antigos do Cinturão Dom Feliciano, enquanto o Complexo Brusque, bem como o evento de fusão crustal e geração de granitos do tipo Itapema, foram considerados parte do Cinturão Dom Feliciano, de idade neoproterozóica em Basei (1985).

Hartmann *et al.* (2003) propõem, através de estudos de U-Pb SHRIMP em zircão, que os gnaisses e migmatitos do Complexo Camboriú foram gerados em um possível ambiente de margem continental ativa aproximadamente em 2,25–2,00 Ga durante o Ciclo Transamazônico. A extensa deformação e magmatismo ocorreram ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, com picos aproximados entre 0,63–0,59 Ga, que correspondem à geração do Batólito Florianópolis. Para estes autores, o Complexo Camboriú é formado entre 2250–2000 Ma, possivelmente acima de uma zona de subducção ativa ao longo de uma margem continental antiga (nenhuma indicação da posição da zona de subducção foi observada no campo, mas a presença de anfibolitos e a química das rochas graníticas sugerem sua presença no Paleoproterozóico).

Silva *et al.* (2005), também com base em estudos de U-Pb SHRIMP em zircão, propõem que o Complexo Camboriú é um complexo policíclico que se desenvolve nas seguintes etapas: (i) ortognaisse tonalítico (G1) com *ca.* 2500 Ma (Rb-Sr, Basei 1985) e 2000 Ma U-Pb SHRIMP; (ii) uma fase granítica/migmatítica foliada (sienogranito anatético) (G2), com núcleos herdados datados em 2006 ± 3 Ma e idade magmática de *ca.* 610-620 Ma (determinação indireta), injetada nos gnaisses G1, dos quais derivaria por fusão parcial. O granitóide da fase G2 registra intenso retrabalhamento a *ca.* 590 Ma (Babinski *et al.* 1997; Silva *et al.* 2000), possivelmente associado à refusão parcial, durante a injeção do batólito, representado por intrusões graníticas tardias (G3) com *ca.* 610 ± 6 Ma U-Pb SHRIMP. A principal população de núcleos magmáticos paleoproterozóicos é interpretada como restito herdado de fusões parciais de um gnaisse (meta) tonalítico adjacente e de rochas anfibolíticas encaixantes (paleossoma). O reconhecimento de sobrecrescimentos e cristais novos de idade neoproterozóica (precipitados por fusão) e a proveniência restítica dos núcleos, suplanta a interpretação prévia de Silva *et al.* (2000) de núcleos magmáticos paleoproterozóicos e sobrecrescimentos metamórficos neoproterozóicos. Esta nova interpretação das idades das rochas que compõem o Complexo Camboriú, bem como das rochas graníticas tardias do Batólito Florianópolis, fornecem dados para interpretações diversas acerca da evolução tectono-metamórfico-magmática do Batólito Florianópolis e sugere que as áreas consideradas como de idade paleoproterozóica foram superestimadas nos trabalhos anteriores. A re-interpretação proposta pelos autores elucida a evolução policíclica do CC.

O trabalho de detalhe de Lopes (2008) realizado no CC utiliza dados de campo, estruturais, petrográficos,

microestruturais, geoquímicos e isotópicos em rocha total para elucidar processos evolutivos dos gnaisses migmatíticos do CC, bem como sua relação com os granitóides regionais. Para esta autora, as idades TDM sugerem que o material que dá origem às rochas do CC foi extraído do manto entre 3,0 e 1,5 Ga, com a maior concentração de dados por volta de 2,5 Ga. A partir de então, as rochas foram submetidas a processos de fracionamento e fusão parcial. As idades paleoproterozóicas (Basei, 1985; Silva *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2003) são provavelmente relacionadas às idades de cristalização das rochas que constituem o Complexo Camboriú. No entanto, reciclagem crustal é evidenciada na evolução petrogenética, com no mínimo um evento anatético, provavelmente ocorrido no Ciclo Brasiliano. A autora utiliza a idade média de 595 Ma para cálculo de todos os dados isotópicos gerados no estudo. Estes dados foram balizados pelos dados U-Pb SHRIMP em zircão descritos na literatura, como 583 ± 26 Ma de Basei *et al.* (2000), 590 Ma de Silva *et al.* (2000) e 598 ± 26 Ma de Hartmann *et al.* (2003), que interpretam estas idades como eventos de fusão, deformação e/ou hidrotermalismo sobreposto ao CC. A anatexia elucidada no estudo de Lopes (2008) é interpretada como de idade neoproterozóica, estando associada a um evento de deformação concomitante ao processo de fusão das rochas do CC, conforme também sugerido em Basei *et al.* (2000). O conjunto de dados analisados sugere que o CC deve ter sofrido dois eventos migmatíticos separados por um longo período de tempo, e que durante todo este processo permaneceu como um sistema fechado sem maiores trocas com o exterior. A similaridade das composições isotópicas das rochas do CC com os granitóides regionais (Granitos Serra dos Macacos, Corre-Mar e Itapema) sugere a derivação dos granitóides a partir de processos de fusão dos migmatitos. Os valores negativos para ϵ_{Nd} e positivos de ϵ_{Sr} obtidos neste conjunto de dados são interpretados como indicadores de fontes essencialmente crustais, sem participação de manto, na gênese dos granitóides. Nos diagramas de evolução Nd vs Tempo são apresentados dados que sugerem a origem de todas as rochas estudadas a partir de material acrescido à crosta principalmente no Paleoproterozóico, com grande concentração ao redor de 2,5 Ga e os valores dos isótopos de Pb, como μ entre 8 e 10, apontam para crosta superior. Neste trabalho é proposto que a anatexia foi intensificada pelo aumento do gradiente geotérmico provocado pelo grande volume de intrusões graníticas brasileiras, conforme anteriormente proposto por Basei *et al.* (2000).

Basei *et al.* (2010), apresentaram um estudo de U-Pb SHRIMP em zircões de diferentes rochas do CC, onde sucessivos sobrecrecimentos nos cristais de zircão refletem uma longa história crustal para este Complexo. Grande parte desta história é registrada nos núcleos dos cristais de zircão, que começa em 3,3 Ga, tem continuidade no Meso-Arqueano, com picos entre 2,9 e 2,7 Ga, e é seguido de um importante episódio de anatexia durante o Riaciano-Orosiriano (2,05-2,1 Ga). No Ediacarano, entre 650 Ma e 590 Ma, os migmatitos com neossoma de idade paleoproterozóica são submetidos a um novo evento termal, em condições de fácies anfibolito superior, que ocasiona diferentes graus de fusão dando origem aos migmatitos bandados do CC em sua presente forma. Os mesossomas dos migmatitos forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ arqueanas, com concentração em *ca.* 3,3 Ga e 3,0-2,9 Ga. O Paleoproterozóico é bem representado por idades concordantes em torno de 2,05 Ga. Os núcleos dos zircões de leucossomas deformados forneceram idades Meso-Arqueanas em torno de 2,98 Ga enquanto as bordas sobrecrecidas forneceram idades de *ca.* 640 Ma. Um dos leucogranitos, que cortam os migmatitos do CC em alto ângulo, forneceu idades similares às observadas nos migmatitos, sugerindo que este

leucogranito podem ser derivados da fusão dos migmatitos de idade *ca.* 2,14 Ga. As idades observadas a partir dos sobrecrescimentos nas amostras deste leucogranito estão em torno de 0.61 Ga, e são interpretadas como a idade de cristalização dos mesmos.

A evolução temporal e estrutural complexa do Complexo Camboriú é também destacada por Philipp *et al.* (2009). Neste trabalho os autores interpretam o CC como de idade paleoporterozóica, com evolução estrutural complexa com ao menos quatro fases de deformação, sendo a principal fase de migmatização a primeira. Os autores apresentam dados de monazita por U-Th-Pb EMPA em gnaisses pelíticos e estes cristais apresentam padrões de zonação complexos, evidenciando a evolução policíclica destas unidades. O mapeamento das zonações dos cristais permitiu a identificação do metamorfismo orogênico colisional, bem como eventos posteriores, como a colocação de granitos sin- a tardi- colisionais e granitos pós-colisionais. Para estes autores, os dados estruturais e geocronológicos indicam que o CC tem ao menos um registro de metamorfismo orogênico de fácies anfibolito médio a superior, provavelmente relacionado a um evento de colisão. A idade U-Th-Pb obtida em monazita para este evento é de 630-650 Ma, com superposição de idades entre 620-600 Ma e 600-580, que representam os eventos de geração dos diferentes granitos.

Basei *et al.* (2000) interpretam as rochas do CC como megaxenólitos do embasamento carregados pelos granitos. Já Lopes (2008) pretere esta idéia devido às dimensões dos afloramentos e a incapacidade dos granitóides em carregar xenólitos destas dimensões. Afirma ainda que, apesar das atitudes variadas das estruturas encontradas nas rochas do CC, há coerência nas atitudes do acamamento do migmatito estromático com as estruturas regionais. Assim, a autora interpreta que as rochas do CC podem representar tetos pendentes no interior dos granitóides, o que também é sugerido por Peternell *et al.* (2010).

O Complexo Camboriú é comumente referido na literatura sob diferentes designações, que advém de diferentes interpretações geotectônicas. Assim, termos comumente encontrados na literatura no que tange às rochas do CC são: núcleos do embasamento dentro do *Schist Belt* (Basei *et al.*, 2000), sendo também parte do Domínio Interno de Basei (1985), Cinturão Granítico Dom Feliciano, que aglutina o CC e o Batólito Florianópolis (Chemale *et al.*, 1995) e *inliers* do embasamento (Silva *et al.*, 2002; 2005).

2.3 Domínio Sul

O Domínio Sul do Escudo Catarinense corresponde à região situada a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), compreendendo grande parte da região leste de SC. A ZCMG separa as rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Brusque das rochas graníticas ocorrentes a sul desta estrutura. As principais unidades ocorrentes na área são rochas graníticas neoproterozóicas que compõem o Batólito Florianópolis e unidades mais antigas do Complexo Águas Mornas. Assim, este domínio é composto por ortognaisses e por um grande volume de granitóides, precoces ou tardios em relação a eventos tectônicos abrangentes, de natureza tangencial ou transcorrente, com um volume menos expressivo de intrusões básicas e/ou máficas, as quais frequentemente apresentam uma vinculação com o magmatismo ácido (Bitencourt e Nardi, 2000). Adicionalmente, intrusões graníticas e básicas desvinculadas de eventos deformacionais são descritas na literatura, sob a designação genérica de "intrusões tardias" ou "granitos pós-tectônicos".

A estratigrafia dos granitos é ainda precariamente conhecida, acarretando muitas incertezas quanto à proporção relativa de gnaisses e migmatitos *vs* granítoides, e de magmatismo associado aos regimes tangencial e transcorrente. Embora diversos trabalhos de mapeamento geológico básico focado nas relações estratigráficas e estruturais entre as diversas unidades ocorrentes no Escudo Catarinense, bem como trabalhos de caracterização geoquímica, tenham sido realizados, como os de Bitencourt (1986), UFRGS (1999 e 2000), Bitencourt *et al.*, (2008), Philipp *et al.* (2004, 2010), Florisbal (2007), Passarelli *et al.* (2010) entre outros, ainda não se tem um cenário ilustrativo das relações entre cada uma das unidades que compõem o Batólito Florianópolis e sim alguns estudos, ora de escala e abordagem regional, ora de extremo detalhe, que não buscam a compreensão e integração dos dados gerados nas diversas escalas.

No estágio atual de conhecimento, a situação ideal ainda não se verifica, de forma que os dados da literatura são muitas vezes conflitantes (*e.g.* Fernandes *et al.* 1992; Basei 1985, 1990; Basei *et al.*, 2000, 2005, 2008; Chemale *et al.* (1995, 2003); Silva (1999, 2000, 2002, 2003, 2005); Florisbal 2007; Florisbal *et al.*, 2009; Passarelli *et al.* (1996, 2010). A geração extensiva de dados isotópicos e geocronológicos nas rochas gnáissicas e graníticas do Escudo Catarinense não acompanhada de mapeamento geológico-estrutural e estudos de petrologia para a investigação das fontes do magmatismo tem gerado múltiplas e contrastantes interpretações, muitas vezes ocasionadas por aglutinações de diferentes unidades em um só grupo, o que acarreta supersimplificação de associações complexas, muitas vezes com padrões evolutivos policíclicos e contribuições de fontes diversas. Isto leva a utilização dos granitos, que constituem importantes indicadores geotectônicos, à construção de concepções conflituosas sobre a evolução do pré-cambriano no sul do Brasil.

O **Complexo Águas Mornas (CAM)**, segundo Silva *et al.* (2000, 2005), abrange rochas granito-gnáissicas migmatíticas de idade paleo- a neoproterozóica. No trabalho de Silva *et al.* (2005), os autores compartimentam o CAM em: (i) restos de ortognaisses tonalíticos (G1) e anfibolitos com idades não determinadas; (ii) intercalações de granítoides de granulação grossa foliados (monzogranitos anatáticos) (G2) intrusivos na fase G1, com idades de herança de *ca.* 2175±13 Ma; (iii) os granítoides da fase G2 mostram intenso retrabalhamento a *ca.* 590 Ma (Silva *et al.* 2000), possivelmente relacionado à refusão parcial, durante a colocação do Batólito Florianópolis, representado por intrusões graníticas tardias (G3). A idade de 592 ± 5 Ma obtida nas bordas de zircões por U-Pb SHRIMP (Silva *et al.*, 2005) é interpretada como a idade de migmatização do CAM. Do mesmo modo que no Complexo Camboriú, a reavaliação dos dados SHRIMP prévios de dois granitos anatáticos (G2) do Complexo Águas Mornas revelou padrões morfológicos de crescimento mais complexos nos cristais de zircão, onde os sobrecrescimentos dos núcleos herdados desenvolvem contatos abruptos com as proeminentes bordas precipitadas por fusão, datadas em *ca.* 592±2 Ma. Populações significativas de núcleos herdados com texturas magmáticas foram datados em 2175±13 Ma e caracterizam os granitos anatáticos do Complexo Águas Mornas. A principal população de núcleos magmáticos paleoproterozóicos é interpretada como restito herdado de fusões parciais de um gnaisse (meta) tonalítico adjacente e de rochas anfibolíticas encaixantes (paleossoma). O reconhecimento de sobrecrescimentos e cristais novos de idade neoproterozóica (precipitados por fusão) e a proveniência restítica dos núcleos, suplanta a interpretação prévia de Silva *et al.* (2000) de núcleos magmáticos paleoproterozóicos e sobrecrescimentos

metamórficos neoproterozóicos. Esta nova interpretação das idades das rochas que compõem o Complexo Águas Mornas, bem como das rochas graníticas tardias do Batólito Florianópolis, fornecem dados para interpretações diversas acerca da evolução tectono-metamórfico-magmática do Batólito Florianópolis e sugere que as áreas consideradas como de idade Paleoproterozóicas foram superestimadas nos trabalhos anteriores. A reinterpretação proposta pelos autores elucida a evolução policíclica do Complexo Águas Mornas. Por isso, e como as rochas encaixantes de idade neoproterozóica não definem uma unidade continuamente exposta, os autores sugerem uma criteriosa reavaliação das relações de campo para discriminá-las cartograficamente os componentes paleo- e neoproterozóicos. Com base em dados U-Pb SHRIMP em zircão estes autores apontam para a consistência dos mesmos com a caracterização do magmatismo do Batólito Florianópolis como predominantemente de arco magmático continental maturo com reciclagem de crosta continental. O Complexo Águas Mornas é interpretado por estes autores como *inliers* do embasamento dentro do Batólito Florianópolis. Já em Basei *et al.* (2000), os autores denominam como Águas Mornas uma Suíte que compõem o Batólito Florianópolis, conforme descrito a seguir.

O **Batólito Florianópolis (BF)** corresponde a um expressivo cinturão granítico de orientação E-NE, ocorrente predominantemente na porção leste de Santa Catarina. Este cinturão granítico já fora alvo de diversas interpretações tectônicas e sua compartimentação, estruturação e evolução geoquímica e temporal são ainda alvo de discussões na literatura. Contudo, a maior parte dos autores está de acordo com a predominância de magmatismo calcialcalino nas primeiras manifestações magmáticas neste batólito e alcalino como as finais. Também é consenso que o Batólito Florianópolis é correlacionável com os Batólitos Pelotas, no Rio Grande do Sul, e Aiguá, no Uruguai. O texto que segue procura contextualizar, no cenário atual, dados e interpretações, bem como modelos geotectônicos, compartimentações e idades propostas para esta unidade.

Basei *et al.* (2000) definem três suítes que compõem o Batólito Florianópolis com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos: Águas Mornas, São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes. A Suíte Águas Mornas compreende plútuns graníticos deformados, migmatíticos, com predominância de leucossomas monzograníticos e mesossomas/paleossomas de composição mais máfica. Rochas máficas também ocorrem com frequência. Basei (1985) indica idades U/Pb TIMS em zircão e titanita de 606 ± 12 Ma, indicando idade neoproterozóica de cristalização e interpretando a deformação como posterior à sua formação. Basei *et al.* (2000) colocam dentro da Suíte Águas Mornas a Suíte Paulo Lopes, composta por biotita monzogranitos protomiloníticos a miloníticos do tipo *augen*, cuja idade U-Pb SHRIMP em zircão do Granito Paulo Lopes é definida por Silva *et al.* (2003) em 626 ± 8 Ma. A Suíte São Pedro de Alcântara é composta principalmente por biotita granítóides cinzentos, de textura equi- a inequigranular, fracamente deformados e com *schlieren* máficos frequentes. Diferentes graus de deformação são superimpostos, com leve foliação desenvolvida, sendo o caráter desta foliação não indicado. A associação dos granitos com corpos de gabros e dioritos é também relatada neste trabalho. Do ponto de vista mineral e geoquímico é considerado o magmatismo menos evoluído do batólito. A idade U-Pb TIMS em zircão de 617 ± 38 Ma, obtida em um monzonito é considerada pelo autor concordante com o dado Rb/Sr de 593 ± 24 Ma e 595 ± 11 Ma obtidos em um quartzo diorito e no mesmo monzonito supracitado, respectivamente. A Suíte Pedras Grandes abrange granitos róseos, leucocráticos,

isotrópicos, que ocorrem como pequenos *stocks* a grandes batólitos. São interpretados como a expressão magnética final do Batólito Florianópolis, estando associados temporal e espacialmente às rochas vulcânicas ácidas, com abundantes xenólitos de granitóides deformados, e possuem afinidade alcalina. Os autores citam os granitos Tabuleiro e da Ilha como dois exemplos típicos desta Suíte. Silva *et al.* (2005) interpretam, através de dados U-Pb SHRIMP em zircão, a idade de 617 ± 9 Ma como núcleos herdados e a idade de 597 ± 9 Ma como a idade de cristalização do Granito Tabuleiro. Idades Rb/Sr de Basei (1985) indicam continuação temporal deste magmatismo alcalino em torno de 550 Ma.

Basei *et al.* (2000) relatam ainda o magmatismo do limite norte do Batólito Florianópolis, correspondente ao magmatismo inserido dentro da Zona de Cisalhamento Major Gercino. Neste trabalho, os autores destacam que estes granitóides, embora crono-correlatos, são petrográfica e geoquimicamente diferentes dos granitóides que ocorrem intrusivos no CMB, ou seja, os Granitos Corre-Mar, Valsungana e Serra dos Macacos. Os dados isotópicos daqueles granitóides são semelhantes aos descritos para as rochas do Batólito Florianópolis, com predominância de idades modelos TDM mesoproterozóicas ($1,5 \pm 0,2$ Ga) e ε Nd moderadamente negativos para $t=600$ Ma. Estes dados foram obtidos no Granitóide Rolador e Sienogranito Fernandes, definidos por Passarelli (1996). Em um estudo recente, Passarelli *et al.* (2010) apresentam idades U-Pb ID-TIMS de 609 ± 16 Ma para o Granito Rolador e 614 ± 2 Ma para o Sienogranito Fernandes, que são interpretadas como a idade de colocação dos granitos durante o estágio inicial da movimentação da ZCMG, sendo assim interpretados como granitos sintectônicos de colocação precoce em relação à ZCMG. Ainda em Basei *et al.* (2000), os autores elucidam que os dados de zircão obtidos para o Batólito Florianópolis indicam que esta unidade se formou essencialmente no Ediacarano. Estes dados também sugerem que as várias fases de geração de granitos, desde intensamente deformados até corpos isotrópicos tardios, foram gerados em um intervalo de no máximo 50 Ma. As idades mais antigas são de 640 Ma (idade máxima U-Pb em granitóides calcialcalinos) e as mais jovens *ca.* 590 Ma (U-Pb em zircão dos granitos isotrópicos tardios). É possível que este intervalo seja menor porque a maior parte dos dados, aí incluídas as determinações radiométricas mais precisas obtidas no trabalho de Basei *et al.* (2000), tendem a se concentrar entre 625 e 590 Ma.

O desenvolvimento do magmatismo do Cinturão Granítico (620-590 Ma) pode ser associado a formação de um arco magmático maturo com importante participação crustal, gerado a partir de uma subducção de E-W (Basei *et al.* (2000). Basei (1985), Mantovani *et al.* (1987); Babinski *et al.* (1997), Silva (1999) utilizaram geoquímica e dados isotópicos Sm-Nd para caracterizar as fontes do magmatismo granítico neoproterozóico e apontam uma contribuição majoritária de gnaisses Paleoproterozóicos/Arqueanos de crosta inferior refundidos, material granítico neoproterozóico reciclado com restritas adições juvenis. Passarelli *et al.* (2010) interpretam as idades 610-614 Ma obtidas nos granitos sintectônicos a ZCMG como a idade da tectônica compressional, que pode ser relacionada à aglutinação do cinturão granítico às rochas supracrustais do CMB. Neste caso, a ZCMG representa a sutura entre dois distintos terrenos e a idade de colisão entre o CMB e o Batólito Florianópolis deve ser *ca.* 600 Ma. Contudo, Basei *et al.* (2008) propõem que o Batólito Florianópolis representa um arco magmático gerado pela subducção para leste do Cráton Luis Alves sob o Cráton Kalahari em 610 Ma e a colisão destes dois terrenos ocorre em 530 Ma.

Trabalhos mais abrangentes e de cunho regional como os de Silva *et al.* (1999, 2000) definem o Batólito Florianópolis como uma unidade granítica neoproterozóica de elongação N-S gerada no Ciclo Brasiliense. Nestes trabalhos, os autores interpretam esta unidade como composta predominantemente de rochas graníticas calcialcalinas metaluminosas, fortemente diferenciadas, de derivação crustal e de caráter tardi- a pós-tectônico, sendo a idade de colocação destes corpos graníticos situada por volta de 600 Ma e relacionada à Orogênese Dom Feliciano. Silva *et al.* (2002) colocam a Batólito Florianópolis como parte do Orógeno Pelotas, e através do estudo da Suíte Maurin, de afinidade alcalina (*ca.* 610-580 Ma), relacionam o magmatismo do batólito como tardi- a pós colisional. Ainda neste trabalho, os autores reforçam a interpretação de forte contribuição crustal nas fontes do magmatismo do Batólito Florianópolis, embora admitam contribuição juvenil em alguns plútôns tardi-tectônicos de diversos segmentos do Batólito, conforme indicado nos estudos de Bitencourt e Nardi (1993) e Wildner *et al.* (1990).

Em outra linha de concepção mais recente e de acordo com a concepção de Basei *et al.* (2000), Silva *et al.* (2005), estabelecem as idades de várias unidades paleo a neoproterozóicas, através de estudos U-Pb SHRIMP em zircão, e caracterizam o magmatismo do Batólito Florianópolis como relacionado a um arco continental maturo predominantemente reciclado. Cabe ressaltar que nos trabalhos de Silva *et al.* (2000, 2003, 2005), os autores apresentam dados e se referem ao Batólito Florianópolis tanto para as rochas inseridas na ZCMG, bem como situadas a sul desta estrutura, quanto para as rochas graníticas intrusivas no CMB, como por exemplo os Granitos Valsungana (593 ± 16 Ma - U-Pb SHRIMP em zircão) e Guabiruba (610 ± 6 Ma - U-Pb SHRIMP em zircão) estudados por Silva *et al.* (2003, 2005) e interpretadas como pertencentes ao Batólito Florianópolis.

Trabalhos como os de Chemale *et al.* (1995), Chemale *et al.* (2003), Hartmann *et al.* (2003), Bitencourt (1996), Bitencourt e Nardi (2000), Florisbal *et al.* (2009), Peternell *et al.* (2010) e Guadagnin *et al.* (2010) em diferentes segmentos do Escudo Catarinense, interpretam o Batólito Florianópolis com um cinturão granítico de idade neoproterozóica formado em ambiente pós-colisional, desvinculando a gênese deste batólito de uma ambiente de arco magmático. Cabe ressaltar que, na concepção destes autores, o Batólito Florianópolis abrange as rochas graníticas colocadas dentro da ZCMG, bem como as localizadas a sul da estrutura e os granitóides intrusivos no CMB não são interpretados como pertencentes a este Batólito.

Neste contexto, Bitencourt e Nardi (1993) e Bitencourt (1996), interpretam que o Cinturão Granítico Dom Feliciano, equivalente aos Batólitos Pelotas, Florianópolis e Aiguá, comporta sucessivos pulsos graníticos, frequentemente vinculados à atividade mantélica, que se expressa na forma de enclaves microgranulares máficos, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróicos sincrônicos. O magmatismo plutônico nesta faixa é fortemente associado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasiliense, e interpretado por Bitencourt e Nardi (1993, 2000) como típico de ambiente pós-colisional. Estes mesmos autores, interpretam que o plutonismo fora controlado em sucessivas etapas pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre *ca.* 650 e 580 Ma, definida como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) em Bitencourt e Nardi (2000). Esta descontinuidade compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática dominantemente transcorrente. A maior parte destas zonas é subvertical, com direção predominantemente ENE, variando entre NS e N60E, de deslocamento horário ou anti-horário. Os dados

disponíveis apontam para condições de temperatura compatíveis com as da fácies xistos verdes a anfibolito inferior durante o estabelecimento das zonas que compõem o CCSb, com as temperaturas sendo periodicamente elevadas por consequência da atividade magmática continuada (Bitencourt e Nardi 2000).

Na região de Porto Belo, a ZCMG é interpretada como uma mega-estrutura que controla a ascenção e o posicionamento dos magmas graníticos nela colocados. De acordo com Bitencourt (1996) esta estrutura resulta de cisalhamento simples em condições rúpteis-dúcteis (350°C a 480°C e 2 a 5 kb), com cinemática dextral e distribuição variável e heterogênea da deformação das bordas para o centro. Bitencourt (1996) descreve duas associações de rochas principais (a) ortognaisses graníticos-tonalíticos, com foliação metamórfica subhorizontal, que representam o embasamento das rochas graníticas brasilianas e definido como Complexo Porto Belo em Florisbal et al. (2011) e (b) rochas graníticas deformadas a indeformadas relacionadas à evolução da ZCMG. Com base nos dados geocronológicos disponíveis, as zonas de cisalhamento que afetam o Cinturão Dom Feliciano foram ativas entre 650 e 590 Ma. Retrabalhamento em fácies xistos verdes inferior foi determinado através do método Ar-Ar em biotita nas Zonas de Cisalhamento Sierra Ballena (Uruguai) e Dorsal de Canguçu (Rio Grande do Sul) em *ca.* 540 Ma (Basei *et al.*, 2000). As melhores estimativas para esta fase, em Santa Catarina, são indicadas por idades Ar-Ar em micas neoformadas de rochas miloníticas da ZCMG com valores preferenciais em torno de 569 Ma (Passarelli, 1996) e K-Ar em biotitas do Granito Rolador e Sienogranito Fernandes, entre 561±18 Ma a 584±25 Ma (Passarelli *et al.*, 2010).

Com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, Bitencourt e Nardi (1993) dividiram os granitóides relacionados à Zona de Cisalhamento Major Gercino em: (i) calcialcalino alto-K de caráter metaluminoso, do estágio precoce da transcorrência - Granitóides de Quatro Ilhas, (ii) calcioalcalino alto-K de caráter peraluminoso, do estágio precoce da transcorrência - Granito Mariscal, (iii) shoshonítico, sintranscorrente - Granodiorito Estaleiro e (iv) moderadamente alcalino de caráter metaluminoso, tardí-transcorrente Suíte Intrusiva Zimbros, representada pelos granitos Zimbros e Morro dos Macacos, riolitos e rochas maficas, por vezes formando diques. O Granito Morro dos Macacos consiste em um corpo isolado, sendo uma intrusão dominante mente maciça, interpretado como um pulso de magma posicionado fora da região de influência da ZCMG.

Com intuito de estabelecer a relação temporal entre os processos magmáticos e deformacionais, Chemale *et al.* (2003) efetuaram datação U-Pb TIMS em zircão em várias intrusões da região de Porto Belo e Camboriú, no extremo nordeste da ZCMG. Uma melhor aproximação da evolução magmática é apresentada usando metodologia Sm-Nd com intuito de estabelecer o tempo de residência crustal e as prováveis fontes do magmatismo granítico alocados dentro da ZCMG e em suas proximidades. As idades U-Pb TIMS em zircão dos granitos da ZCMG variam de 641 a 590 Ma. Os Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal que representam o magmatismo posicionado nos estágios precoces da ZCMG são datados em 641 ± 7.2 Ma e 631 ± 13 Ma, respectivamente. É enfatizado que estes granitos apresentam estruturas de baixo ângulo que progridem para estruturas transcorrentes. Uma amostra do Granito Estaleiro indeformado tem idade de cristalização em 602 ± 3.4 Ma enquanto o Granito Estaleiro deformado forneceu uma grande incerteza devido ao processo de cisalhamento que afetou estas rochas. O magmatismo alcalino (Granito Morro dos Macacos) é datado em

590±2 Ma, que constitui a idade magmática mais jovem encontrada nas rochas graníticas colocadas na ZCMG. Análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em granitos relacionadas à ZCMG (Domínio Interno de Basei, 1985) e em granitos ocorrentes a norte da ZCMG (Domínio Intermediário de Basei, 1985). Os granitos relacionados à ZCMG, incluindo um xenólito de gnaisse tonalítico pertencente ao Complexo Porto Belo, mostram valores de ϵ_{Nd} (t) entre -2,5 a -7,5 (t= 646 a 590) e idades modelo TDM de 1,35 a 2,05 Ga. O conjunto de idades situado entre 641 e 631 Ma, obtido para os Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal, respectivamente, pode representar um estágio subhorizontal precoce da ZCMG. As idades situadas entre 631 e 590 Ma sugerem o tempo de duração do processo transcorrente, conforme a estratigrafia dos eventos magmáticos definida por Bitencourt (1996). A assinatura isotópica Sm-Nd da região de Porto Belo, com idades modelo inferiores a 2,05 Ga (chegando a valores tão baixos quanto 1,35 Ga) foi interpretada por Chemale Jr. *et al.* (2003) como mistura de fontes paleoproterozóicas retrabalhadas com fontes juvenis brasileiras.

Florisbal (2007) e Florisbal *et al.* (2009) estudaram, através de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos Sr-Nd-Pb, a Suíte Paulo Lopes na região de Garopaba (Granito Paulo Lopes - 626±8 Ma – Silva *et al.*, 2003), sul de SC. Neste estudo os autores interpretam o posicionamento das rochas graníticas porfiríticas, de afinidade toleítica a calcialcalina, que compõem esta suíte, como sintectônico em fraco campo tensional, em uma zona de baixa deformação, correlacionável ao CCSb.

O Domínio Sul, no que tange aos modelos e denominações geotectônicas utilizadas na literatura, é comumente referido como Cinturão Dom Feliciano de Basei *et al.* (2008), que abrange as rochas graníticas do Batólito Florianópolis, excluindo as rochas graníticas intrusivas no CMB (*Eastern Granitoid Belt*), e corresponde ao Domínio Interno de Basei (1985); Cinturão Granítico Dom Feliciano de Chemale *et al.* (1995), que abrange as rochas dos complexos Águas Mornas e Camboriú e as rochas graníticas do Batólito Florianópolis; Batólito Florianópolis (rochas graníticas dentro da ZCMG, a sul da mesma e granitóides intrusivos no CMB) e *inliers* do embasamento (Complexo Águas Mornas) de Silva *et al.* (2005) ou ainda Cinturão Granítico Dom Feliciano de Bitencourt e Nardi (2000) que se refere exclusivamente às rochas graníticas do Batólito Florianópolis, incluindo neste as rochas graníticas intrusivas no CMB.

3 Zona de Cisalhamento Major Gercino

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) constitui um dos mais expressivos lineamentos que seccionam o Escudo de Santa Catarina. Bitencourt (1996) e Bitencourt e Nardi (2000) interpretam a ZCMG como parte do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, constituindo uma das ramificações de espessura quilométrica nele contidas. O Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro constitui uma descontinuidade de escala crustal, ativa nos estágios finais da Orogênese Brasiliense. Representa um cinturão transpressivo, composto por inúmeras zonas de cisalhamento anastomosadas, e afeta as áreas de escudo do RS, SC e Uruguai, controlando também o magmatismo granítico neoproterozóico.

Segundo Bitencourt (1996), a ZCMG representa uma estrutura transcorrente, de direção NE-SW e cinemática dextral, localizada no limite norte do Cinturão Granítico Dom Feliciano, é uma importante estrutura

de expressão regional, composta de diversos segmentos, que deforma rochas graníticas e gnáissicas mais antigas e contém sucessivos corpos graníticos sintectônicos.

A extensão total da ZCMG no estado de Santa Catarina é de aproximadamente 80 km. Bitencourt (1996) descreve, na região de Porto Belo, que a ZCMG consiste de uma estrutura com 5 a 6 km de largura e 14 km de extensão. Esta zona de cisalhamento é composta de diversos segmentos e controla a ascenção e o posicionamento de granitóides e rochas maficas associadas. Passarelli *et al.* (1993, 1997, 2010) relatam na região de Canelinha, à oeste de Porto Belo, dois cinturões miloníticos: um cinturão noroeste (*northwestern belt* - NWB) com 1 a 3,8 km de largura e um cinturão sudeste (*southeastern belt* - SEB) com 500 m a 2 Km de largura, ambos com orientação NE, compostos de protomilonitos a ultramilonitos de cinemática dextral.

Segundo Bitencourt (1996), na região de Porto Belo, a direção média da ZCMG é 045-050E e seu movimento é transcorrente horário, com uma componente oblíqua subordinada, que tende a elevar o bloco noroeste em relação ao sudeste. O sentido de movimento contrasta com o de outras zonas transcorrentes similares descritas no Rio Grande do Sul e Uruguai, o que é esperado em diferentes ramificações contidas no mesmo cinturão. Em menor escala, esta relação é observada também na região de Porto Belo, onde zonas de cisalhamento transcorrente de orientação 020-030E, geradas nas mesmas condições de P-T sobre o Complexo Granítico Estaleiro, apresentam movimento anti-horário. Outros autores, como Basei *et al.* (2005) e Passarelli *et al.* (2010), interpretam o Lineamento Sierra Ballena- Major Gercino (SBMGL) como uma sutura, que separa dois terrenos de origem e evolução distintas, o Complexo Metamórfico Brusque e o Batólito Florianópolis. Este lineamento representa uma zona de cisalhamento de 1400 Km de extensão marcado por importantes anomalias gravimétricas negativas lineares (Mantovani *et al.*, 1989).

Na região de Porto Belo, a ZCMG se estabeleceu sobre um embasamento representado pelo Complexo Metamórfico Brusque e os ortognaisses dos Complexos Camboriú e Porto Belo, e concentrou a deformação sobre os granitóides gerados sincronicamente ao seu movimento. Neste sentido, a descontinuidade por esta zona representada teve também o papel de focalizar o magmatismo, como de modo geral no CCSb, facilitando a geração e ascensão de magmas ácidos e básicos contemporâneos. Por outro lado, os granitóides sintectônicos ao movimento de transcorrência constituem marcadores da evolução cinemática da zona, visto que as estruturas tardi-magmáticas evoluem progressivamente para estruturas *subsolidus*, e posteriormente para estruturas de estado sólido de mais baixa temperatura. Uma vez estabelecida esta progressão em corpos individuais sucessivamente posicionados, a evolução cinemática da zona fica registrada principalmente nas estruturas tardias de cada intrusão (Bitencourt, 1996).

Neste cenário, Bitencourt (1996) faz uma cronologia dos eventos magmáticos e tectônicos. Os Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal constituem as intrusões mais antigas, e o seu posicionamento foi controlado pela estrutura subhorizontal pré-existente nas encaixantes. Embora não se possa descartar a possibilidade de que a tectônica tangencial tenha sido impressa nestes granitóides e obliterada pelo evento transcorrente, as evidências de proximidade temporal entre a cristalização dos mesmos e o evento de transcorrência sugerem que, ainda que controladas pela geometria da deformação tangencial, a intrusão desses magmas é tardia ou posterior em relação a este evento. O Complexo Granítico Estaleiro, registrando principalmente as estruturas de alto ângulo,

posicionou-se sincronicamente ao evento de transcorrência, e o controle das estruturas subhorizontais das encaixantes é apenas localizadamente constatado. O nível crustal estimado da ordem de 15 km, para o posicionamento do Granodiorito Estaleiro é provavelmente válido também para os demais granítóides de posicionamento anterior. Já os líquidos correspondentes à Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ) cristalizaram a profundidades mais rasas, conforme evidenciado pela presença de margens resfriadas e rochas hipabissais. Os dois corpos graníticos pertencentes à SIZ diferem na sua posição espacial em relação à ZCMG. Enquanto o Granito Zimbros se encontra no centro da zona de deformação máxima. O Granito Morro dos Macacos, que representa a última manifestação magmática na ZCMG, posicionou-se fora da zona de deformação principal, raramente registrando estruturas relacionadas à mesma.

No trabalho de Bitencourt (1996), a autora interpreta que as estruturas planares e lineares dos granítóides de Porto Belo mostram uma componente de alinhamento de forma incompatível com os baixos valores de R_s registrados. Sua disposição espacial concordante e seu caráter progressivo em direção às estruturas tardias e de baixa temperatura, atestam que as condições externas não se modificaram, de modo que o alto grau de alinhamento dos marcadores estruturais reflete a rotação corporal dos mesmos durante o fluxo magmático precoce. Uma vez estabelecida, a estrutura planar magmática passa a atuar como descontinuidade na rocha e como concentradora do *strain softening* à medida que os processos de estado sólido se intensificam. Em estágio mais avançado, a continuidade da movimentação externa resulta na acumulação das tensões em planos conjugados, retomando antigas estruturas magmáticas de temperatura mais elevada e formando estruturas do tipo *shear bands*, cuja posição relativa constitui um indicador cinemático confiável.

Com base nos dados geocronológicos disponíveis, as zonas de cisalhamento que afetam o Cinturão Dom Feliciano foram ativas entre 650 e 590 Ma (Basei *et al.*, 2000), mas retrabalhamento em fácies xistos verdes inferior também foi datado através do método Ar-Ar em biotita nas zonas de cisalhamento Sierra Ballena (Uruguai) e Dorsal de Canguçu (Rio Grande do Sul) em 540 Ma. As melhores estimativas para esta fase, em Santa Catarina, são indicadas por idades Ar-Ar em micas neoformadas de rochas miloníticas da ZCMG com valores preferenciais em torno de 569 Ma (Passarelli, 1996) e em biotita por volta de 585 e 560 Ma (Passarelli *et al.*, 2010).

Bitencourt (1996) interpreta a ZCMG como uma estrutura pós-colisional, que representa o subproduto de uma provável colisão frontal brasileira, como resultado da resolução local dos tensores compressivos a ela associados.

Contudo, os trabalhos de Passarelli *et al.* (1993, 1997, 2010) realizados no segmento a oeste de Porto Belo, região de Canelinha, apresentam um contraponto ao modelo proposto por Bitencourt (1996) e Bitencourt e Nardi (1993, 2000). Estes autores divergem sobretudo no que tange ao significado geotectônico da ZCMG e em relação a interpretação das estruturas de macro e microescala.

Em Passarelli *et al.* (2010) a ZCMG é descrita como uma estrutura de orientação N45E a N65E, de cinemática dextral, que abrange dois cinturões miloníticos onde foram identificadas duas associações de rochas graníticas: Associação Granito Rolador e Associação Sienogranito Fernandes, que são distintas no que se refere à petrografia, geoquímica e isotopia (Passarelli *et al.*, 1997). Os corpos graníticos que ocorrem entre os cinturões

miloníticos são alongados e suas bordas são deformadas. Já nas regiões centrais, os granitos são moderadamente orientados a isotropos. Comumente há uma transição entre os granitos indeformados e os cinturões miloníticos, e o cisalhamento aumenta em direção às bordas, onde há predomínio de milonitos, interpretados como produto de deformação em estado sólido em condições compatíveis com as da fácie xisto verde médio. Nas porções internas dos principais corpos graníticos também são encontradas zonas de alta deformação localizadas.

As microestruturas identificadas definem estágios de deformação magmática e/ou submagmática, deformação do estado sólido em média a alta temperatura, e deformação de baixa temperatura. As fábricas apontam que o deslizamento do sistema cristalino dos eixos C de quartzo foi ativado em condições de deformação compatíveis com metamorfismo de fácie xisto verde médio. As microestruturas observadas nos granitos resultam de deformações em diferentes condições, desde magmática até deformações do estado sólido, e apontam para um contínuo de deformação durante a cristalização e mesmo após, em condições *subsolidus*. O forte achatamento e deformação coaxial indicam o caráter transpessivo da ZCMG, enquanto o papel do cisalhamento puro é enfatizado pela orientação dos cinturões miloníticos em relação aos campos de tensão inferidos (Passarelli *et al.*, 1997, 2010).

Em relação à geotectônica, Passarelli *et al.* (2010) consideram o conjunto composto pelas zonas de cisalhamento Major Gercino (SC), Cordilheira (RS) e Sierra Ballena (Uruguai) como parte de uma descontinuidade de escala litosférica que separa terrenos de composição geoquímica e isotópica diversa. Nesta linha de interpretação, a ZCMG limita dois diferentes domínios no Cinturão Dom Feliciano: um domínio supracrustal a NW e um domínio granítico a SE. Esta zona de cisalhamento é composta de dois cinturões miloníticos, desenvolvidos durante o movimento dextral, lateral a oblíquo e de caráter compressional.

A ZCMG é um exemplo de partição da deformação, que ocorreu durante a posicionamento dos granitos, associado ao evento compressional contemporâneo, por volta de 610-614 Ma. Este evento compressional é interpretado como relacionado à aglutinação do cinturão granítico ao cinturão supracrustal a NW da ZCMG. Passarelli *et al.* (2010) interpretam a preservação de estruturas magmáticas/submagmáticas de baixo ângulo e microestruturas do estado sólido de alta temperatura como um registro do controle das intrusões nos estágios iniciais da zona de cisalhamento oblíqua/*thrust*, que permitiu a colocação do cinturão granítico sobre as supracrustais do Complexo Metamórfico Brusque. A cinemática da ZCMG evolui para transpessiva apenas nos estágios finais, após o pico de metamorfismo dinâmico, como observado em várias zonas de cisalhamento do CCSb (Passarelli *et al.* 2010).

4 Modelos Geotectônicos propostos para o Escudo Catarinense

Conforme discutido no item VII, muitos são os modelos geotectônicos apresentados para as rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense, sejam eles extendidos ou não às demais áreas de escudo ocorrentes no Rio Grande do Sul e Uruguai. Assim, são apresentados aqui alguns dos modelos geotectônicos propostos para o Escudo Catarinense, bem como alguns trabalhos pioneiros realizados nas unidades consideradas equivalentes do Rio Grande do Sul.

A primeira fase de interpretações, definida na década de 1980 e persistente ainda no início de 1990, têm

como base a aplicação direta da tectônica de placas aos terrenos pré-cambrianos, que tende a considerar a porção leste e central desses domínios como um cinturão orogênico formado no Ciclo Brasiliense, interpretando as seqüências vulcâno-sedimentares de cobertura como bacias molássicas ou molassóides. Na conceituação original de Fragoso-Cesar (1980), o Cinturão Dom Feliciano (CDF) representaria uma faixa móvel brasileira, marginal ao núcleo cratônico situado a norte e oeste (Cráton Rio de La Plata - Almeida *et al.* 1973), dele fazendo parte o cinturão granítico e as seqüências metamórficas supracrustais do Sistema de Dobramentos Tijucas (Hasui *et al.* 1975). Grande parte dos diferentes modelos geotectônicos concebidos ainda na década de 1990, nesta mesma linha, tem mantido a concepção inicial, diferindo principalmente quanto à existência, localização e idade de uma ou mais associações de arco magmático no cinturão granítico (*e.g.* Fragoso Cesar *et al.* 1986; Silva, 1987; Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992; Basei *et al.* 2005 e 2008). Bitencourt (1996) apresenta uma revisão completa destes modelos, bem como a evolução dos mesmos nas décadas de 1980-1990.

Têm como contraponto, ainda nesta primeira fase, modelos como os de Basei (1985) e Basei e Hawkesworth (1993), que consideram o cinturão granítico no Escudo Catarinense como resultado de intenso retrabalhamento crustal em ambiente colisional. Uma linha de concepção distinta é observada nos trabalhos de Silva e Dias (1981a), Silva (1987, 1991), Silva *et al.* (1994), Hartmann *et al.* (1994) e Chemale Jr. *et al.* (1994 e 1995) diferenciando-se da primeira fundamentalmente pelo entendimento do evento brasileiro como uma extensiva granitogênese. Exclui, portanto, do Cinturão Dom Feliciano, as seqüências metavulcâno-sedimentares, as quais são consideradas, tanto em Santa Catarina como no Rio Grande do Sul, como remanescentes de terrenos paleo- a mesoproterozóicos retrabalhados durante o Ciclo Brasiliense. Interpretações alternativas do significado geotectônico do cinturão granítico são observadas também em trabalhos menos abrangentes, como o de Bitencourt e Nardi (1993 e 2000), que entendem esta extensa faixa granítica como manifestação de magmatismo pós-colisional, com importante contaminação crustal, embora sugiram a possível existência de um magmatismo de arco em associações de granitóides de posicionamento precoce com relação às zonas de cisalhamento e ortognaisse mais antigos. Neste caso, o período de subducção pré-colisional seria responsável pela contaminação do manto, propiciando a geração posterior de magmatismo shoshonítico e alcalino, tanto em zonas de cisalhamento transcorrentes quanto em ambientes extensionais (Bitencourt, 1996).

No final da década de 1990, e sobretudo a partir do ano 2000, o extensivo desenvolvimento de métodos radiométricos permite o estabelecimento de modelos evolutivos fortemente embasados em geoquímica isotópica e geocronologia. O avanço destas ferramentas permite, assim, o estabelecimento das principais linhas de concepção geotectônicas atualmente aceitas.

No cenário atual, o modelo de Basei *et al.* (2000) propõe que as características geotectônicas, magmáticas, metamórficas e estruturais da porção sul da América do Sul evidenciam a superposição das orogenias neoproterozóicas-eopaleozóicas. A presente geometria das unidades geotectônicas reflete a colagem de terrenos distintos, culminando com a amalgamação do supercontinente Gondwana. As orogêneses Brasiliense (900-620 Ma) e Rio Doce (620-530 Ma) são manifestações de arcos magmáticos remanescentes e cobertura metavulcâno-sedimentar, bem preservadas nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. Episódios metamórficos e colisionais do Ciclo Brasiliense atingiram seu clímax por volta de 700 ± 50 Ma e 640 ± 20 Ma, respectivamente. Estes episódios

orogênicos foram finalizados com uma ampla aloctonia com transporte preferencial NNW. O magmatismo final (600 ± 10 Ma) é notável na região sul do Brasil, marcando o final de um evento extensional relacionado ao Ciclo Brasiliano (bacias vulcâno-sedimentares e granítides alcalinos-peralcalinos da Suíte Serra do Mar). Com a estabilização da orogenia Brasiliana uma série de arcos magmáticos ora expostos na região leste de Santa Catarina começou a se formar em 620 ± 20 Ma.

Para estes autores, a compartimentação do Cinturão Dom Feliciano é similar à adotada por Basei (1985), abrangendo as bacias de *foreland*, o *Schist Belt* e o Cinturão Granítico. Estes diferentes segmentos do Cinturão Dom Feliciano e dos terrenos adjacentes possuem distintas características geológicas, estruturais e geocronológicas, e têm como característica uma vergência tectônica bem marcada de E para W, com transporte de todas as unidades contra a *foreland*. Esta deformação, apesar da direção de transporte constante, reflete diferentes pulsos tectônicos que se desenvolveram entre 760 e 530 Ma, com a última fase refletindo a compressão associada à aproximação do Cinturão Granítico. As diferenças geológicas, estruturais, isotópicas e geocronológicas são interpretadas como resultado de diferentes histórias geológicas para cada um dos segmentos, que representam, no Escudo Catarinense, três domínios tectônicos, de NW para SE: (i) Domínio Externo (Bloco ou Cráton Luis Alves), (ii) Domínio Intermediário (Complexo Metamórfico Brusque e Complexo Camboriú) e (iii) Domínio Interno (Cinturão Dom Feliciano e Batólito Florianópolis), separados pelas Zonas de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino, respectivamente.

No Domínio Externo a principal unidade é o Complexo Granulítico Santa Catarina, um terreno alóctone de idade paleoproterozóica, cuja evolução primária é neo-arqueana. Este domínio também inclui seqüências vulcâno-sedimentares (Bacias do Itajaí e Campo Alegre) datadas em *ca.* 540 Ma (neoproterozóica a cambriana), que apresenta estruturas oblíquas dícteis-rúpteis relacionadas ao evento de *thrust*.

O Domínio Intermediário abrange o Complexo Metamórfico Brusque (CMB) e o Complexo Camboriú (CC), ambos deformados no Ciclo Brasiliano. O CMB constitui uma seqüência vulcâno-sedimentar de idade incerta (paleoproterozóica?, mesoproterozóica?), enquanto o CC consiste em rochas graníticas-gnaissicas de idade paleoproterozóica. Intrusões graníticas neoproterozóicas também são descritas neste domínio, como o Granito Valsungana, que separa duas seqüências metavulcâno-sedimentares do Complexo Brusque e desenvolve metamorfismo de contato nestas rochas. Em Basei *et al.* (2008) os autores estabelecem, através de geocronologia U-Pb SHRIMP em zircões detriticos de um mica xisto de contribuição vulcanogênica, que as áreas fontes do Complexo Brusque são essencialmente mesopoterozóicas e neoproterozóicas, com ausência de idades arqueanas. A concentração das idades modelo é em 2,0 Ga.

O Domínio Interno (Cinturão Granítico) é um cinturão de cisalhamento constituído por diversas intrusões graníticas de assinatura calcioalcalina a alcalina variando de corpos indeformados a intensamente deformados, e remanescentes dos gnaisses, migmatitos e anfibolitos paleoproterozóicos. O Cinturão Granítico representa a parte mais a norte do Batólito Florianópolis e a ZCMG de direção NE-NNE, que aloja o magmatismo sintectônico à mesma, é interpretada por estes autores como uma sutura entre os Domínios Intermediário e Interno. Os dados de zircão obtidos para o Batólito Florianópolis indicam que esta unidade se formou essencialmente no Ediacarano. Estes dados também sugerem que as várias fases de geração de granitos, desde

intensamente deformados até corpos isotrópicos tardios, foram gerados em um intervalo de no máximo 50 Ma.

O modelo tectônico revisado de Basei *et al.* (2008), onde o autor busca correlação dos terrenos pré-cambrianos no Brasil com suas contrapartidas africanas, propõe que os Cinturões Dom Feliciano e Gariep-Rocha-Damara representam unidades depositadas nas margens opostas do oceano, que separava os paleocontinentes Africano e Sul-americano pré-Gondwana. Neste contexto, o Cinturão Dom Feliciano representa a margem passiva associada à Microplaca Luis Alves e o Cráton Rio de La Plata. O arco magmático Florianópolis-Pelotas-Aiguá foi gerado na subducção de crosta oceânica sob o Cráton Kalahari. A figura 4 mostra uma esquematização do modelo de Basei *et al.* (2008).

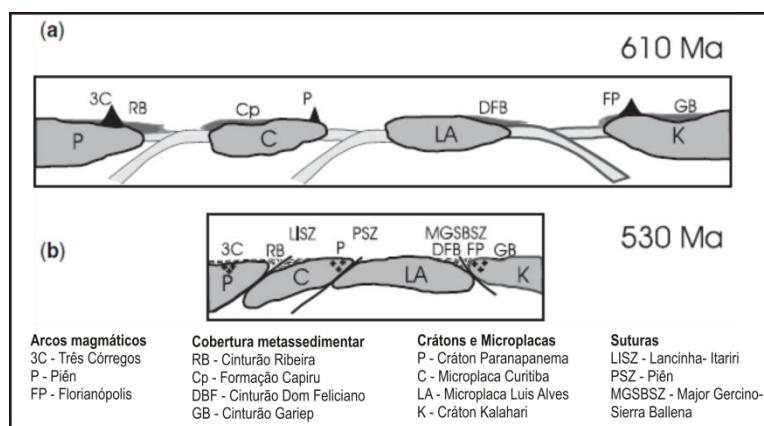


Figura 4. Modelo tectônico simplificado enfatizando as principais unidades geológicas que foram justapostas durante as colisões associadas a formação do Gondwana. Remanescentes de crosta oceânica são apenas conhecidos na região de Piên: (a) situação pré-colisão e (b) após as colisões. Extraído de Basei *et al.* (2008).

No modelo de Hartmann *et al* (2003), a datação U-Pb SHRIMP II em zircão de diversas litologias da parte norte do Escudo Catarinense permitiu uma melhor compreensão da participação do magmatismo Paleoproterozóico na construção do Cinturão Dom Feliciano. Uma idade Arqueana do presumido embasamento da região de Camboriú é preservada em núcleos herdados de zircões, mas as idades TDM Sm-Nd de 3,2–2,6 Ga estão presentes em diversas rochas graníticas. Os gnaisses e migmatitos do Complexo Camboriú foram gerados em um possível ambiente de margem continental ativa aproximadamente em 2,25–2,00 Ga durante o Ciclo Transamazônico. A Bacia vulcão-sedimentar precursora do Complexo Metamórfico Brusque, se formou em um *rift* mais jovem que 2,02 Ga. O Granito Itapema cristalizou em aproximadamente 2,02 Ga, controlado por estruturas de baixo ângulo durante um evento maior do Ciclo Transamazônico, e foi novamente deformado em 598 ± 6 Ma. Um longo período de estabilidade ocorreu na região entre 2,00 e 0,63 Ga, seguido de cavalgamentos das unidades transamazônicas, durante um evento precoce do Ciclo Brasiliano. Extensa deformação e magmatismo ocorreram ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem o CCSb, com picos aproximados entre 0,63–0,59 Ga, que correspondem à geração do Batólito Florianópolis.

Estas idades anteriormente desconhecidas apontam importantes estágios da evolução do escudo sul

brasileiro, com implicações para a história de amalgamação e dispersão dos supercontinentes pré-cambrianos. Para Hartmann *et al* (2003), a idade da Bacia Brusque é indeterminada, mas deve ser mais jovem que 2023 Ma. Manifestações do Ciclo Brasiliano nesta região do escudo brasileiro constituem eventos de cavalgamentos, formação da Bacia Itajaí em 600–570 Ma, intrusão das suítes graníticas Valsungana-Guabiruba, e zonas de deformação transcorrentes no CCSb. Para estes mesmos autores, o Cinturão Dom Feliciano consiste principalmente de rochas graníticas (Batólito Florianópolis) e rochas miloníticas do cinturão de cisalhamento. A Bacia Brusque constitui um *rift*, e é preenchida por sedimentos psamíticos-pelíticos e rochas vulcânicas bimodais em idades inferiores a 2023 Ma; sendo sua posição geotectônica parte tanto do Cráton Luis Alves quanto do Cinturão Dom Feliciano.

As rochas formadas durante as orogêneses arqueanas e paleoproterozóicas são também incluídas no Cráton. Assim, o Complexo Camboriú e o Granito Itapema eram fisicamente contínuos com o Cráton Luis Alves antes dos eventos neoproterozóicos. Depois da deformação do Ciclo Brasiliano, este conjunto permanece como fragmentos cratônicos, pertencentes ao Cráton Luis Alves. Antes do Neoproterozóico, o Cráton parece ter se estendido continuamente entre o Escudo Catarinense e a parte mais sul do Escudo brasileiro na Argentina Central (Hartmann *et al.*, 2002), onde retrabalhamento crustal foi o processo orogênico dominante (Basei *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2000). O Cráton Luis Alves não era circundado por crosta oceânica em seu limite sul, constituindo um contínuo do supercontinente Columbia. O Cinturão Dom Feliciano é um orógeno formado por retrabalhamento crustal do supercontinente, cujo maior remanescente é o Cráton Rio de La Plata no Uruguai.

O modelo de evolução entre 2800 e 590 Ma de Hartmann *et al* (2003) para as unidades pré-cambrianas do sul do Brasil segue as seguintes premissas: (i) o embasamento arqueano é somente preservado na forma de xenocristais de zircões do Complexo Granulítico Santa Catarina, e em idades modelo Sm-Nd TDM aproximadas de 3.2–2.6 Ga no Granito Itapema; (ii) o Complexo Camboriú é formado entre 2250–2000 Ma, possivelmente acima de uma zona de subducção ativa ao longo de uma margem continental antiga (nenhuma indicação da posição da zona de subducção foi observada no campo, mas a presença de anfibolitos e a química das rochas graníticas sugerem sua presença no Paleoproterozóico). A atividade tectônica prolongada entre 2250 a 2000 Ma é reconhecida no Ciclo Transamazônico (*e.g.* Hartmann *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2003), nas unidades complexas de gnaisses e migmatitos polideformados. A detalhada seqüência de eventos pode ser entendida por investigações adicionais, mas o padrão de idades dos zircões detriticos indica o intervalo de idades para formação da bacia precursora do Complexo Brusque entre 2023 e 630 Ma. Em 2022–2006 Ma, rochas graníticas, como o Granito Itapema, intrudiram o embasamento da bacia (Complexo Camboriú), predominantemente em estruturas de baixo ângulo de mergulho. A crosta Camboriú, incluindo o Complexo Camboriú e possivelmente a Bacia Brusque parece ter permanecido estável depois de 2000 Ma no interior de um cráton, mas foi fortemente afetada por efeitos térmicos e tectônicos do Ciclo Brasiliano entre 630–590 Ma. Cavalgamentos podem ter ocorrido em aproximadamente 2000 Ma, mas evidências deste evento requerem investigação adicional. A geocronologia indica que o intenso cavalgamento pode ter ocorrido aproximadamente em 630 Ma e envolveu os complexos Camboriú e Brusque (incluindo o Granito Itapema), mas esta idade estimada é baseada apenas em escassas bordas de zircões. A partir dos dados, incluindo idades químicas de monazita Th*–Pb, o principal

estágio de deformação do Complexo Brusque parece ter ocorrido durante o Neoproterozóico. O *overprint* termal e magmático regional relacionado à formação do Batólito Florianópolis ocasionou a formação de bordas nos cristais do zircão, datadas em aproximadamente 595 Ma. O Escudo Sul-brasileiro foi cratonizado depois de 595 Ma e permanece estável durante o Fanerozóico. A figura 5 apresenta uma síntese do modelo geotectônico proposto por Hartmann *et al.* (2003).

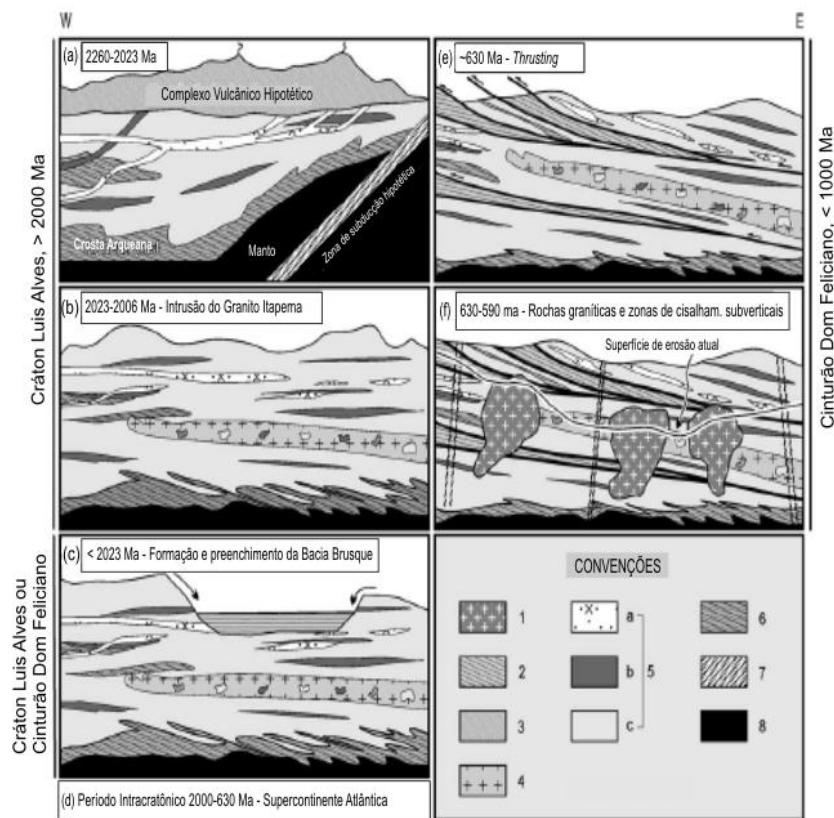


Figura 5. Modelo esquemático da evolução pré-cambriana da região de Camboriú, Santa Catarina, baseado em dados de mapeamento geológico e idades U-Pb SHRIMP em zircão. O esquema não está em escala e incertezas nas relações geológicas requerem maiores investigações. (a) Orogênese Encantadas no Ciclo Transamazônico, gerada predominantemente por retrabalhamento de crosta Neo-Arqueana com alguma acresção juvenil. A zona de subducção hipotética é baseada na presença de tonalitos e anfibolitos e em suítes graníticas de afinidade calcialcalina alto-K. O Complexo Vulcânico hipotético é baseado na presença de xenólitos de rochas supracrustais nas rochas graníticas, incluindo anfibolitos. A presença de crosta Arqueana no embasamento é proposta com base nas idades modelo Nd TDM das rochas graníticas. (b) Intrusão do Granito Itapema durante a Orogênese Camboriú no Ciclo Transamazônico. (c) Geração do *rift* e preenchimento predominantemente clástico e também calcáreo e quartzito. (d) Longo período de quiescência tectônica. (e) Possível *thrusting* das unidades Paleoproterozóicas em 0,630 Ma. (f) Volumoso magmatismo granítico durante o pico térmico do Ciclo Brasiliano, a Orogênese Dom Feliciano. Zonas de cisalhamento subverticais são significativas no final da orogênese. Convenções: (1) Suíte granítica Valsungana-Guabiruba; (2) Xistos do Complexo Brusque ou protólitos sedimentares; (3) Complexo Vulcânico Hipotético, preservado como xenólitos; (4) Granito Itapema; (5) Complexo Camboriú: (a) rochas graníticas, (b) anfibolitos, e (c) rochas metassedimentares; (6) Crosta Arqueana; (7) Crosta oceânica hipotética; e (8) manto. Modificado de Hartmann *et al.* (2003).

Chemale *et al.* (1995) entendem a divisão do setor meridional da PM com a seguinte compartimentação: Núcleos Arqueanos/Paleoproterozóicos (NAP), que equivale em SC ao Complexo Granulítico Santa Catarina; Cinturão Tijucas (CT), que equivale em SC ao Complexo Brusque; Cinturão Granítico Dom Feliciano (CGDF) equivalente ao Complexo Camboriú e Batólito Florianópolis, e neste sentido também é equivalente ao Domínio Intermediário de Basei (1985); e Seqüências Vulcanosedimentares de Cobertura (SVC), equivalentes em Santa Catarina à Bacia de Itajaí. Maiores detalhes desta compartimentação, bem como a descrição das unidades que perfazem cada um dos segmentos no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, são apresentados por Bitencourt (1996). Segundo este modelo, Chemale *et al.* (2003) interpretam o Cinturão Granítico Dom Feliciano como parte de um sistema orogênico do Ciclo Brasiliano/Panafricano situado na margem continental sul do Brasil. Do ponto de vista tectônico as rochas deste cinturão foram formadas como resultado de uma colisão oblíqua, que afetou tanto a margem brasileira quanto a africana, durante os períodos Neoproterozóico e Eo-Paleozóico. Tal registro tectônico é exposto nos Cinturões Dom Feliciano (Uruguai e sul do Brasil), Kaoko e Gariep (ambos no sul da África).

O Cinturão Granítico Dom Feliciano de Chemale *et al.* (1995) é marcado por *trends* NE-SW, abrangendo estruturas subhorizontais relacionadas ao evento de *thrust* e estruturas verticais relacionadas ao evento transcorrente (Fernandes *et al.* 1992, Chemale *et al.*, 1995). Consiste em um terreno granítico-gnáissico-migmatítico com múltiplas intrusões graníticas, em grande parte controladas por zonas de cisalhamento trancorrentes. Do ponto de vista da estruturação desta área, dois padrões deformacionais, comportando cada um deles diferentes fases, vêm sendo sistematicamente reconhecidos no setor meridional da PM, ainda que atribuídos por diferentes autores a processos e ambientes geotectônicos diversos (Fragoso-Cesar *et al.* 1990; Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992). O padrão mais antigo é relacionado a uma tectônica tangencial, em condições mínimas de fácie anfibolito, responsável pela geração de zonas de cisalhamento dúctil subhorizontais de grande escala, com sentido de transporte para W (Fernandes *et al.* 1992), NW (Ebert e Artur 1991; Basei *et al.* 2000, 2005 e 2008) ou ainda NW/SE (Fiori 1991; Fragoso Cesar *et al.* 1990). O padrão subseqüente é representado por uma tectônica transcorrente, gerando zonas de cisalhamento subverticais de direção NE e caráter dúctil-rúptil (e.g., Fernandes *et al.* 1992; Fragoso- Cesar *et al.* 1990; Bitencourt, 1996).

Silva *et al.* (2002, 2005) propõem que a Província Mantiqueira, no sul do Brasil, é um mosaico de terrenos agregados durante a colagem brasileira. No extremo SE da província, domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César *et al.* 1982, Basei 1985), em Santa Catarina, a província é representada pelo Cinturão Orogênico Dom Feliciano (Silva *et al.*, 2005). Nesta região o arcabouço do orógeno é formado por um cinturão de dobramento e cavalgamento desenvolvido em resposta à convergência da margem passiva (Bacia Brusque) contra o Microcontinente Luís Alves (Basei 1985), constituído por ortognaisses arqueanos de alto grau. O magmatismo orogênico está representado pelo Batólito Florianópolis, que constitui parte de um arco magmático neoproterozóico (Silva *et al.*, 2005). O metamorfismo e colisão do orógeno data de *ca.* 630 Ma, como indica a recristalização metamórfica de gnaisses do Complexo Encantadas, na extensão do orógeno no Rio Grande do Sul (Silva *et al.* 1999). Essa idade, também obtida em outros orógenos da província (Paranapiacaba, Rio Piên e Rio Negro em Campos Neto *et al.*, 2000) permitiu agrupá-los no sistema de orógenos Brasiliano II (Silva 1999, Silva

(*et al.* 2002, Delgado *et al.* 2002). A fase tardia pós-tectônica está representada por diversas bacias vulcanosedimentares pós-colisionais (Itajaí, Campo Alegre, Corupá) e granitos alcalinos associados ao colapso do orógeno. Distintos *inliers* do embasamento do orógeno, retrabalhados pela injeção do batólito, ocorrem no interior do mesmo, estando agrupados como complexos Camboriú e Águas Mornas, que representam associações de rochas orto-migmatíticas de idade Paleoproterozóica, interpretadas como a raiz do Batólito Florianópolis, parcialmente fundida e deformadas durante o pico metamórfico orogênico, exumado e posteriormente intrudido pelas fases pós-tectônicas do batólito entre *ca.* 600 a 580 Ma, que corresponde ao principal período de geração do magmatismo granítico.

A sucessão evolutiva da granitogênese em ambos os complexos teve um curso similar, porém com distinto *timing*.

Modelos menos abrangentes e que versam especificamente sobre a petrogênese das rochas graníticas da porção leste de Santa Catarina são apresentados por Bitencourt e Nardi (1993, 2000) e Bitencourt (1996). Nestes trabalhos os autores interpretam as rochas graníticas desta região como pertencentes ao Cinturão Granítico Dom Feliciano (CGDF). Este cinturão tem sua maior área de ocorrência na região leste da PM, com manifestações isoladas, a ele correlacionáveis, no interior dos demais compartimentos. É composto por ortognaisses graníticos e por um grande volume de granitóides, precoces ou tardios em relação a eventos tectônicos abrangentes, de natureza tangencial ou transcorrente, com um volume menos expressivo de intrusões básicas e/ou maficas, as quais freqüentemente apresentam uma estreita vinculação temporal com o magmatismo ácido. Núcleos provavelmente pré-brasilianos remanescentes são descritos no interior do CGDF, e são constituídos por gnaisses migmatíticos de composição tonalítico-trondjhemítica (Silva 1987; Basei 1985) e rochas supracrustais (Silva e Dias 1981 e Basei, 2000) no Escudo Catarinense. Entretanto, os dados geocronológicos disponíveis não são conclusivos, permitindo apenas identificar essas ocorrências como as unidades mais antigas no interior do CGDF.

O uso do termo Cinturão Granítico Dom Feliciano é proposto pelos autores diante dos seguintes argumentos: (i) por se considerar que o magmatismo granítico é o principal processo geológico, aliado à intensa atividade tectônica, responsável pela estruturação deste cinturão no período situado acerca de 600 Ma, que abrange os Batólitos Aiguá (Uruguai), Pelotas (RS) e Florianópolis (SC) e (ii) a designação "Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano", além de não ser extensiva à região costeira do Rio Grande do Sul, admitida como raiz de arco magmático (Basei, 1985), vincula o magmatismo do cinturão a um processo de subducção. O estudo comparativo deste magmatismo em porções do Cinturão Granítico Dom Feliciano, efetuado por Bitencourt e Nardi (1993, 2000) sugere a sua vinculação com os padrões evolutivos geralmente encontrados em cinturões pós-colisionais.

CAPÍTULO V

CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

1 Apresentação

As rochas graníticas pré-cambrianas ocorrentes na porção leste do Escudo Catarinense foram por muito tempo aglutinadas em unidades maiores, onde a individualização de rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas, bem como as posições estratigráficas das mesmas, era deficitária devido ao caráter regional dos mapeamentos efetuados na época (Complexo Taboleiro (Schulz Jr. *et al.*, 1970), Faixa Granito-gnáissica de Porto Belo (Silva, 1987), Granitóides Foliados e Migmatitos (Basei, 1985); Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.*, 1995), Complexo Águas Mornas e Granitóides foliados Paulo Lopes (Zanini *et al.*, 1997). Trabalhos de mapeamento geológico 1:25000, efetuados nos trabalhos de Bitencourt (1996), UFRGS (1999 e 2000) permitiram individualizar unidades litoestratigráficas passíveis de representação, não apenas na escala de semi-detalhe como também em escala de detalhe para algumas regiões (Rivera, 2003; Florisbal, 2004, 2007; Peternell *et al.*, 2010).

Neste capítulo, são definidas e caracterizadas as unidades litoestratigráficas reconhecidas, abordando suas variações texturais, compostionais e estruturais, bem como as relações geológicas indicativas de sua posição temporal e espacial relativa. A estratigrafia proposta tem por base as relações geológicas observadas em cada unidade, com apoio de dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos detalhados em capítulos e/ou artigos específicos, considerando também dados constantes na literatura. Dado que o objetivo da tese não está baseado em mapeamento geológico básico, mas em detalhamento de áreas-alvo em regiões já mapeadas em algum detalhe, os dados que seguem representam um acervo de dados geológicos obtidos nos trabalhos de Bitencourt (1996), UFRGS (1999; 2000), Florisbal (2005; 2007), Bitencourt *et al.* (2008), Peternell *et al.* (2010) e complementados pela autora.

2 Geologia da Região de Porto Belo

A região de Porto Belo é quase inteiramente contida no extremo nordeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino (Fig.6), excetuando-se o extremo sudeste da área, onde as estruturas a esta zona relacionadas são muito localizadas. As rochas encaixantes dos granitóides são representadas por uma associação de ortognaisses quartzo-feldspáticos, para os quais se propõe a designação de **Complexo Porto Belo** (Florisbal *et al.* 2011a) em substituição ao termo Complexo Camboriú de Chemale Jr. *et al.* (1995). Nesta associação, a principal estruturação ocorreu durante um regime tangencial, responsável pela geração de um bandamento gnáissico

milonítico originalmente subhorizontal, cuja geometria acha-se modificada por dobramentos precoces e tardios, e marcadamente transposta pela deformação transcorrente superposta nas zonas de alta deformação da ZCMG.

Os Granitóides de Quatro Ilhas (GQI) e o Granito Mariscal (GM) predominam na porção nordeste da região de Porto Belo (Fig. 6) e constituem exposições contínuas de centenas de metros ao longo da costa, se estendendo para SW em faixas irregulares de orientação aproximadamente NS a NNE. Intrusivos neste conjunto, e tendo seu posicionamento controlado pelo regime de transcorrência, encontram-se o Complexo Granítico Estaleiro (CGE) e a Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ). As litologias mais jovens são representadas por raros diques de olivina diabásio, de direção NS ou NW, correlacionáveis ao magmatismo básico da Província Magmática Paraná, e por coberturas sedimentares cenozóicas. Estruturas dúcteis-rúpteis tardias são registradas em todas as litologias, raramente apresentando rejeito significativo em megaescala (Bitencourt, 1996).

A distribuição espacial das principais feições planares e lineares, elaborada por Bitencourt (1996) e apresentada na figura 7, permite obter uma visão global da geometria da ZCMG na região de Porto Belo, bem como das principais estruturas que antecedem e sucedem a atividade desta zona. Tendo por base as unidades litoestratigráficas e a geometria das estruturas em megaescala, a autora estabeleceu três domínios estruturais na área estudada. O domínio sul se caracteriza pela direção média 030E-040E da zona principal (Fig 7a, b), mostrando uma tendência assimétrica no sentido de direções 015E-020E, a qual reflete a presença de uma importante ramificação da ZCMG na escala de mapeamento (Fig. 7). Esta faixa milonítica mais estreita tem características similares às da zona principal e sentido de movimento antítetico. O domínio norte constitui a porção mais fortemente deformada da área, e é caracterizado por uma inflexão das estruturas em ambas as litologias afetadas para uma direção média 050E-060E, com uma tendência pouco evidente à ocorrência de mergulhos mais suaves da foliação milonítica (Fig. 7c, d). O domínio leste se caracteriza por um maior espaçamento das zonas de alta deformação transcorrente (Fig. 7), as quais passam a constituir faixas estreitas e discretas, desenvolvidas sobre as litologias do Complexo Porto Belo e granitos nele intrusivos (Bitencourt, 1996). Nestas zonas discretas, a foliação milonítica tem direção média 045E (Fig. 7e). Ainda neste domínio, a distribuição das estruturas planares relacionadas ao evento tangencial (Fig. 7f) mostra acentuada dispersão, tendendo a conformar uma guirlanda compatível com uma orientação originalmente subhorizontal. A orientação das lineações se mantém nos quadrantes NE-SW, também com acentuada dispersão. As estruturas dúcteis-rúpteis tardias (Fig. 7g) têm direção NNE e mergulho subvertical, com uma componente oblíqua demonstrada pelo caiimento acentuado das lineações de estiramento.

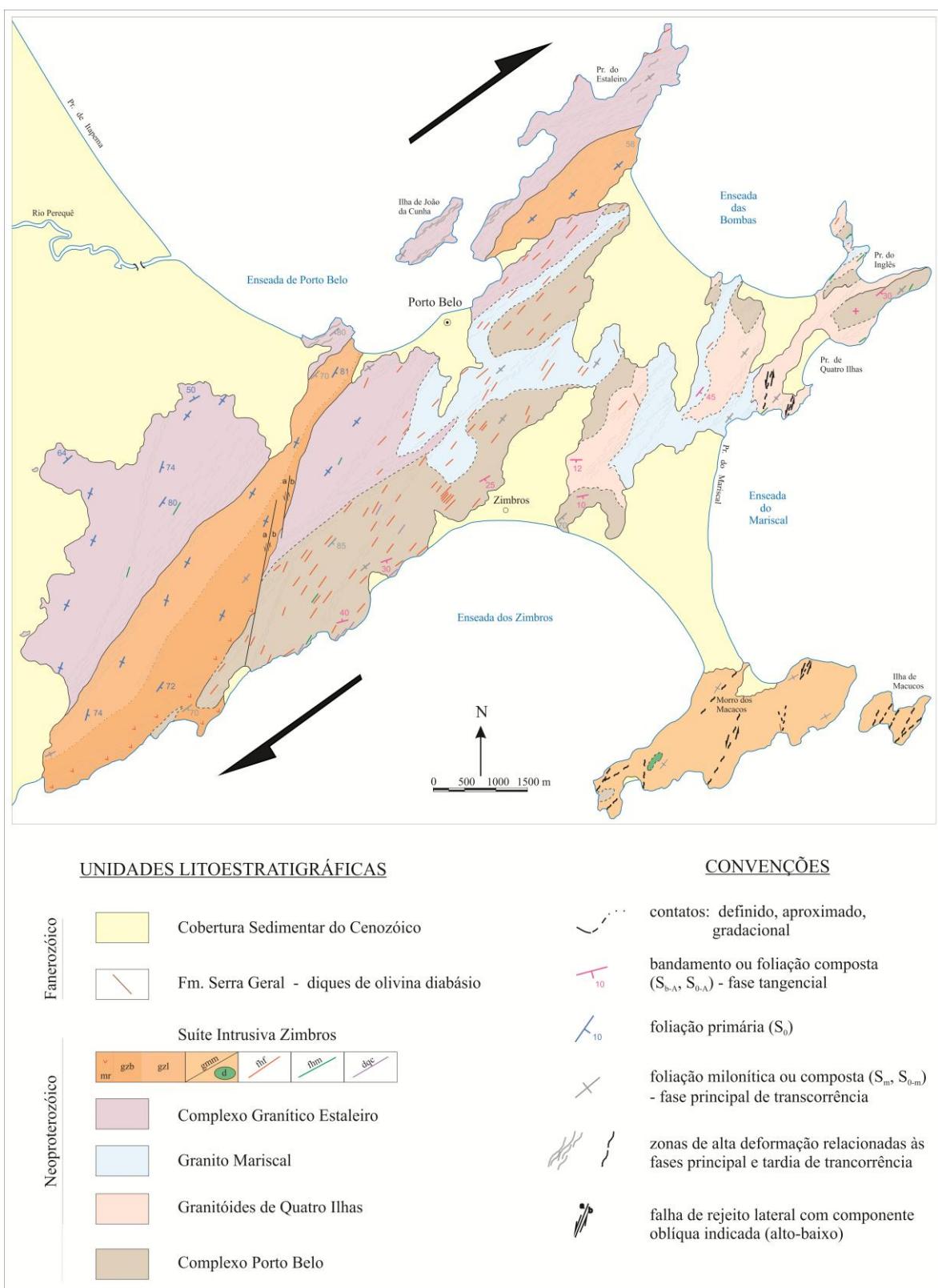


Figura 6. Mapa geológico da região de Porto Belo (modificado de Bitencourt 1996).

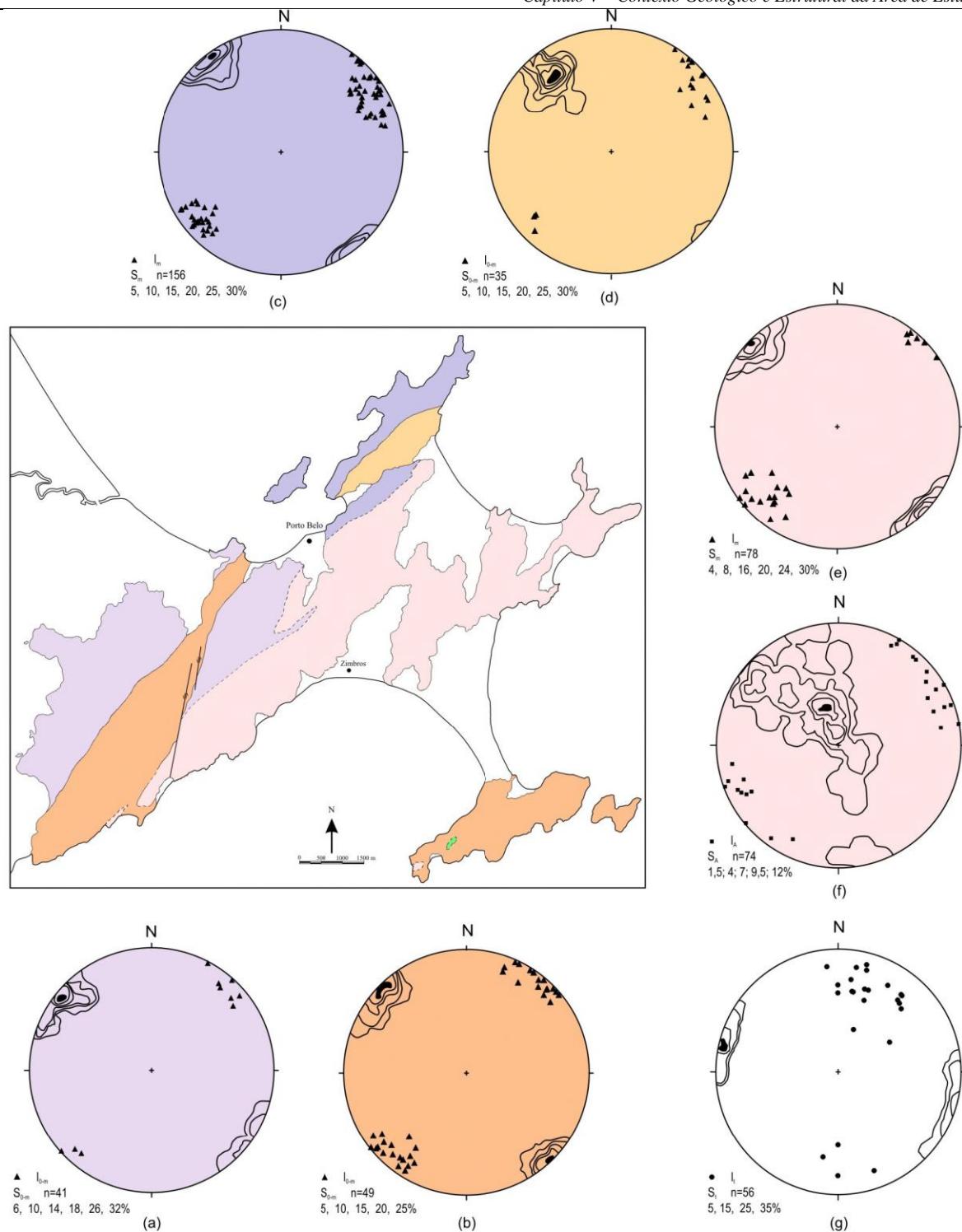


Figura 7. Distribuição espacial das principais estruturas planares e lineares nos diferentes domínios e litologias da ZCMG. (a) e (b) Domínio Sul - Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (c) e (d) Domínio norte – Complexo Granítico Estaleiro e Granito Zimbros; (e) Domínio leste – Complexo Camboriú, Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Mariscal; (f) Domínio leste – estruturas pré-transcorrência; (g) estruturas tardias pós-transcorrência da ZCMG, presentes em todos os domínios (extraído de Bitencourt, 1996).

Os **Granitóides de Quatro Ilhas** (GQI) abrangem biotita granitos porfiríticos foliados, de granulação grossa a muito grossa, composição predominantemente sieno- a monzogranítica a granodiorítica, com raros termos tonalíticos. Os megacristais, de feldspato alcalino e/ou plagioclásio, têm dimensões de 2-3 cm e 6-7cm, raramente atingindo até 10cm de comprimento. A variação do teor de biotita é responsável pela geração de três diferentes variedades: (i) muscovita-biotita granodioritos (**MBGd**) menos diferenciada, rica em máficos, com $IC=15$ (Fig. 8a); (ii) biotita monzogranito (**BtMz**), com $IC= 7-10$ e (iii) leucogranítica (**Lcg**), com $IC=3$, onde esporadicamente se observa granada como acessório (Fig. 8b). Uma expressiva quantidade de corpos tabulares graníticos de coloração cinza e textura equigranular fina, além de *sheets* e enclaves máficos alongados, contemporâneos às diversas fases de cristalização dos GQI e dispostos em gerações sucessivas ocorrem com freqüência.



Figura 8. Feições mesoscópicas dos GQI. (a) BtMz e (b) Lcg.

Foliação magmática (S_0) é com freqüência identificada, sendo definida predominantemente pela orientação de forma dos megacristais de feldspato alcalino e da biotita. Esta foliação está freqüentemente transposta para uma foliação subvertical, milonítica, de caráter transcorrente (S_m) (Fig. 9). Nas zonas de alta deformação transcorrente, são identificáveis faixas decamétricas onde as intercalações com material máfico originalmente controladas pela geometria da foliação primária se mostram transpostas e alternadas ao longo da foliação milonítica subvertical (Fig 9b). Estas faixas de maior concentração da deformação constituem estreitas zonas de transposição das estruturas precoces com porfiroclastos de feldspatos fortemente estirados ou mesmo faixas métricas de ultramilonitos. Em alguns locais é possível observar a intercalação das zonas de alta deformação com zonas onde a textura original é preservada (Fig 9c).

Quando observada, a lineação de estiramento dos feldspatos é paralela ao seu alinhamento dimensional, com direção 050^0 a 070^0 . Estas estruturas são comumente mascaradas por lineações de intersecção entre a superfície original e a foliação subvertical do evento de transcorrência (Bitencourt, 1996).

Megaxenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos com biotita, finamente bandados e de contatos difusos com a encaixante, ocorrem ao longo da costa, entre Quatro Ilhas e Mariscal (Fig. 9d-f). O conjunto é invadido por veios graníticos de granulação fina, cuja proveniência a partir do Granito Mariscal, intrusivo no mesmo, é

algumas vezes constatada. Nesses locais, geram-se feições bastante complexas devidas à posição subhorizontal do bandamento dos gnaisses, à natureza difusa dos contatos e ao caráter concordante da unidade Granitóides de Quatro Ilhas com a superfície de bandamento.

Corpos tabulares de biotita granito cinza fino (IC=3-5) com espessura média de 50 cm e extensão visível de até 50 m, com frequente terminações descontínuas, ocorrem em relações geométricas diversas com os GQI: (i) diques sinplutônicos, de contatos nítidos a difusos, discordantes ou em baixo ângulo com a foliação milonítica dos GQI, podendo conter xenólitos dos GQI (Fig. 10a , b, c) e (ii) corpos tabulares de contatos retos e bem definidos, paralelos à foliação milonítica dos GQI com estratificação de borda perceptível em mesoescala (Fig. 10d). As estratificações ilustram a entrada de um magma básico precoce (borda diorítica) e o aproveitamento do mesmo conduto por um magma granítico (centro granítico cinza fino como os dos demais corpos tabulares).

Por vezes o material fino que compõe os corpos tabulares ocorre na forma de estreitas lentes de contato difuso a gradacional dentro dos GQI, orientado paralelo à foliação milonítica dos GQI, com feldspato alcalino mecanicamente infiltrado tanto nas bordas como no interior destas lentes (Fig.11a). Em alguns locais o GQI parece desmembrar e incorporar parte destes diques (Fig. 11b). Cabe ressaltar que a maior parte destes diques ocorrem intrusivos na variedade biotita monzogranito (BtMz) dos GQI e que somente nesta variedade se observam as feições de incorporação do material granítico fino dos veios pelos GQI.

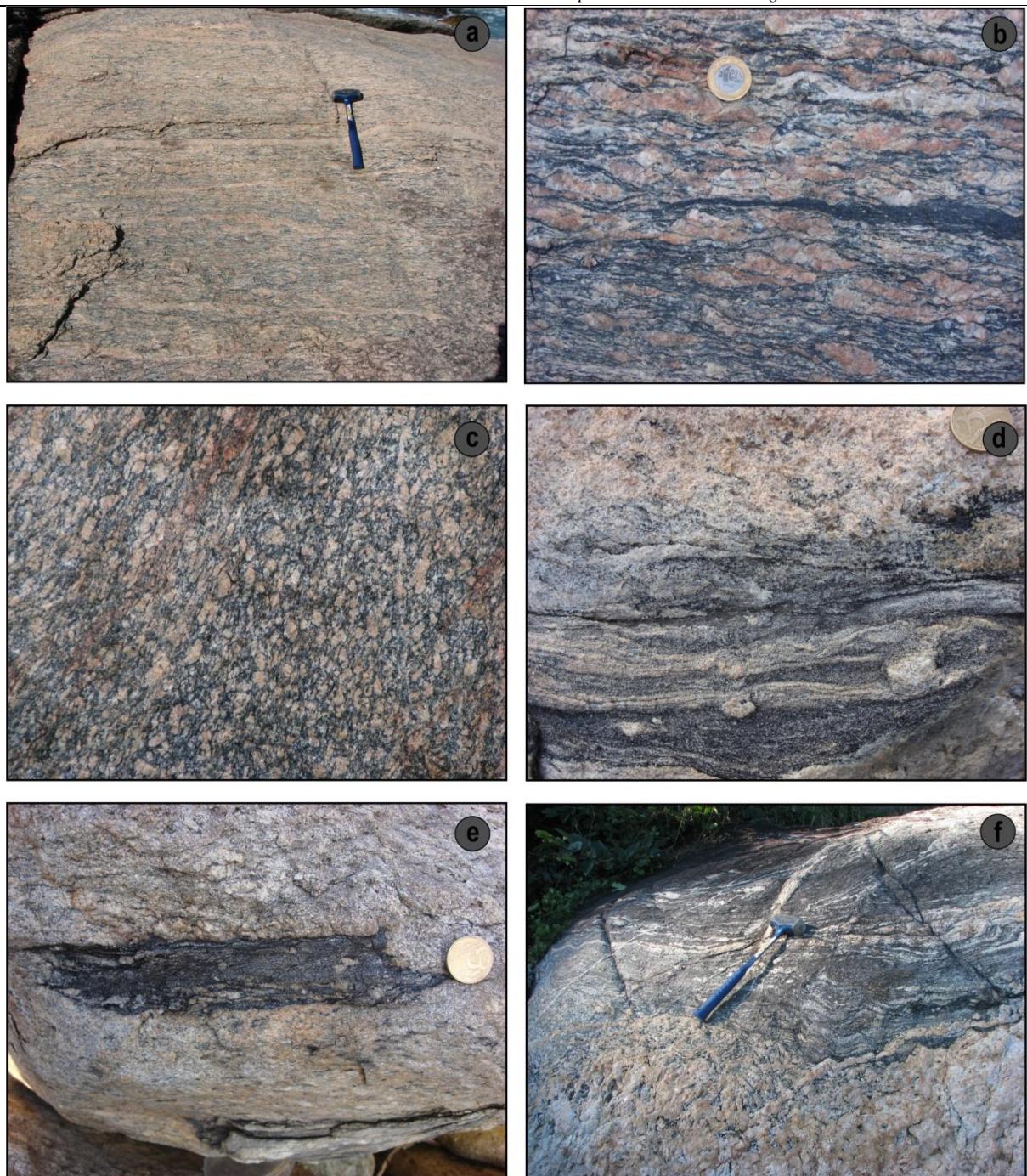


Figura 9. Feições mesoscópicas dos GQI: (a) vista ampla da foliação milonítica (S_m) relacionada ao evento transcorrente vista em planta, (b) detalhe da foliação milonítica dos GQI, mostrando deformação dos megacristais de feldspatos e *schlieren* máfico, (c) transposição da foliação magmática (S_0) dos GQI pela foliação S_m , (d) contato concordante subhorizontal entre a variedade Lcg e o embasamento gnáissico, (e) xenólito com bandamento milimétrico, de geometria tabular e contatos interdigitados nas bordas com os GQI e (f) megaxenólito dos gnaisses encaixantes nos GQI com veio pegmatítico em ângulo com bandamento do xenólito.



Figura 10. Aspectos geológicos e estruturais dos corpos tabulares graníticos de coloração cinza e textura equigranular fina dos GQI: (a) dique sinplutônico com xenólito dos GQI (PMP- 01C) em ângulo com a S_m dos GQI, (b) dique sinplutônico com projeção fina que injeta o GQI, de orientação em ângulo com a S_m do mesmo (PMP-01B), (c) dique de contato reto, mas com relação de mútua intrusão localizada (canto inferior da foto) em alto ângulo com a S_m dos GQI (PMP-02B) e (d) corpo tabular com borda estratificada, sem interação aparente e paralelo à S_m dos GQI (PMP-01D).



Figura 11. Feições de incorporação de parte dos corpos graníticos tabulares pelos GQI: (a) Vista ampla das lentes de material granítico cinza fino similar ao dos corpos tabulares, com contaminação mecânica por Afs dos GQI e (b) detalhe das porções de material granítico cinza fino paralelos à S_m dos GQI que parece se desmembrar no interior dos GQI.

Os corpos tabulares graníticos, de coloração cinza e textura fina (**Gcf**) que cortam o GQI são planares e a análise petrográfica das amostras coletadas nas etapas de campo realizadas pela bolsista mostram que são corpos predominantemente graníticos, sendo que alguns corpos de estruturação estratificada são resultado da entrada de dois magmas de composição distinta no mesmo espaço e, neste sentido, correspondem a diques compostos. Em uma das ocorrência onde foi identificada a entrada de mais de um magma em um mesmo dique, sugere-se uma alimentação primária por uma magma de composição mais máfica que foi realimentado por um magma de composição mais félscica. Em geral, estes corpos aproveitam planos de fraqueza da encaixante, como as zonas de cisalhamento sin-magmáticas, que constituem uma feição comum nos GQI e que muitas vezes, juntamente com as dobras apertadas de fluxo, ocasionam uma variação local da foliação milonítica dos GQI.

Uma ocorrência local (PMP- 05) destes corpos tabulares, são um conjunto de diques de textura fina, com $IC=7$, fortemente deformados, com acumulações de megacristais de feldspato alcalino em suas bordas. Os contatos desenvolvidos entre os diques e estas acumulações evidenciam a contemporaneidade dos dois, pois os megacristais de feldspato alcalino dos GQI ocorrem mecanicamente infiltrados dentro dos diques, denunciando baixo contraste reológico. Os GQI encaixante destes diques são correlacionáveis à variedade muscovita-biotita granodiorito (MBGd), rica em máficos e com megacristais esparsos. Os diques estão rompidos e deslocados por estruturas rúpteis, que são preenchidas por material félscico, o que as desvincula das estruturas rúpteis de caráter tardio que afetam as rochas da região. A figura 12 ilustra as feições descritas para os diques que ocorrem no PMP-05.



Figura 12. Diques sinplutônicos nos GQI do PMP-05: (a) diques sinplutônicos de material de composição máfica contornado por acumulações de megacristais de Afs dos GQI, líquidos graníticos injetados em zonas de ruptura que fragmentam e deslocam os diques, dique vertical de granito cinza fino no canto direito da foto, discordante de todo o conjunto, (b) detalhe dos contatos lobados a crenulados entre os diques e as acumulações de Afs do GQI, megacristal de Af mecanicamente infiltrado no canto direito da foto e (c) ultra-detalhe do contato crenulado dos diques com as aglomerações de megacristais de Afs e *schilieren* máfico do GQI próximo ao contato com o dique (canto direito inferior da foto).

O magmatismo máfico associado aos GQI é muito restrito e ocorre predominantemente na forma de *sheets* e *schilieren* máficos (Fig. 13a- c). Com freqüência as rochas máficas mostram feições de desmembramento, parecendo por vezes estarem sendo incorporadas aos GQI (Fig. 13a). Os *sheets* máficos ocorrem comumente paralelos à foliação milonítica dos GQI e são compostos de biotita (30%), hornblenda (30%) e plagioclásio (40%). Raras ocorrências dos *sheets* máficos, como as contidas nas dobras recumbentes que ocorrem na região da Ponta de Fora (PMP-02), são cumulatos de biotita e anfibólito (80%) \pm plagioclásio (15%) \pm epidoto (5%) (Fig. 13d). Embora a proporção deste tipo de material nos GQI seja restrita, as feições descritas são sugestivas da ocorrência de um magmatismo máfico contemporâneo e anterior à entrada dos diques de granito cinza fino, conforme mostram a figura 13. Uma ocorrência de material diorítico foi localizada em um lente, de disposição paralela à Sm dos GQI, fortemente deformada e injetada pelos mesmos (Fig. 13 e -f). Cabe ressaltar que a textura equigranular subidiomórfica destas rochas não apresenta nenhuma feição de recristalização e também não foram identificadas feições de metamorfismo, o que disvincula a interpretação das

mesmas como xenólitos.

Veios pegmatíticos de tamanhos variados ocorrem em ao menos duas gerações, sendo uma paralela à foliação milonítica e outra discordante de alto ângulo (Fig. 14). Também é comum ver alguns veios deformados dentro de zonas de alta deformação localizadas. Outros veios ocorrem também frequentemente associados às zonas de cisalhamento sin-magmáticas. As várias gerações de pegmatitos muitas vezes ajudam para estabelecer a estratigrafia das intrusões, como ilustrado na figura 15. Estas sucessivas gerações de pegmatitos que em alguns locais chega a formar redes que envolvem os granitos podem indicar sucessivas explosões devido às saturações de voláteis na câmara.

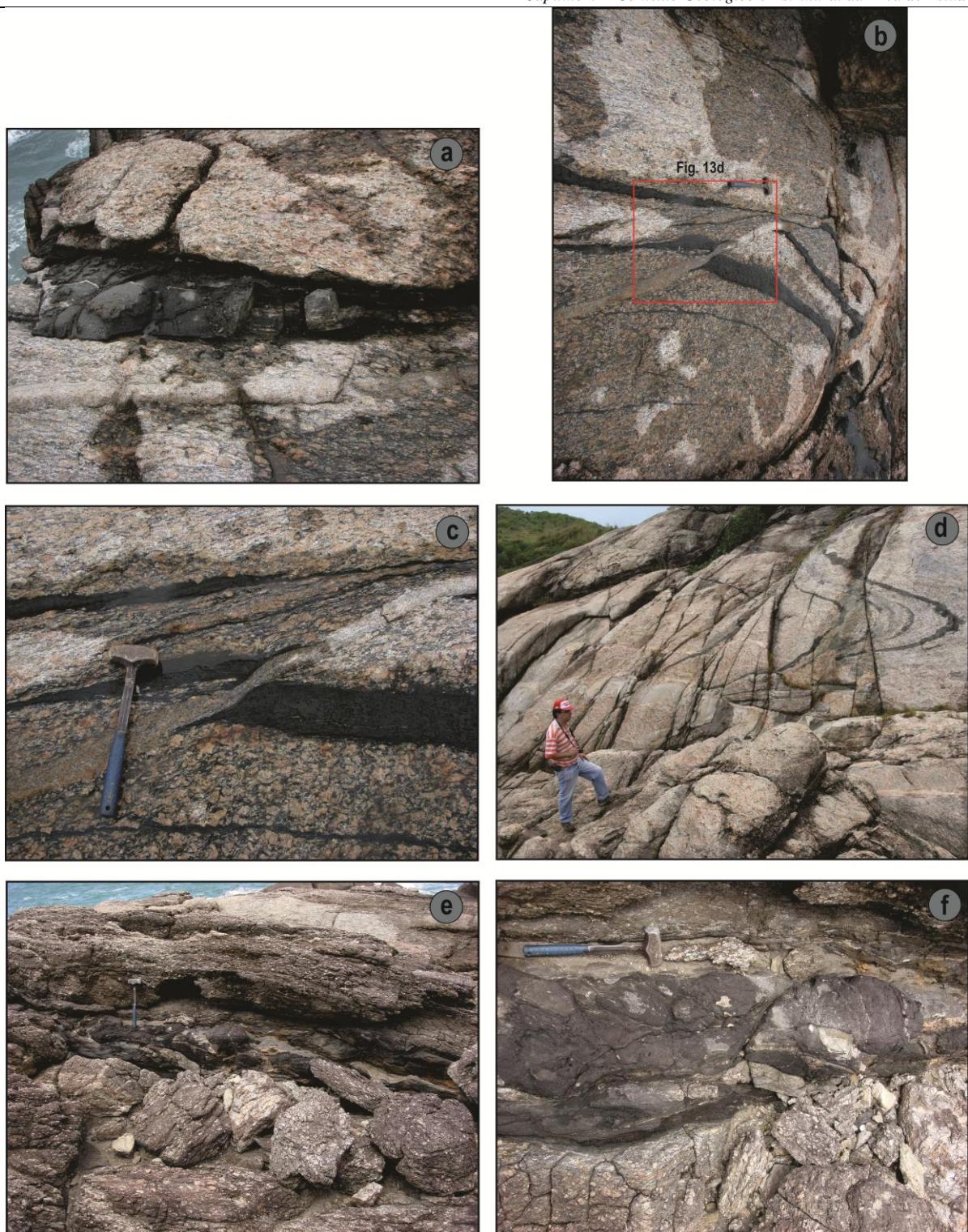


Figura 13. Aspectos geológicos e estruturais do magmatismo máfico associado aos GQI: (a) *sheet* máfico paralelo à S_m dos GQI com contaminação por Afs e líquidos graníticos mecanicamente infiltrados no centro, porção superior da foto (PMP- 02A); (b) vista ampla dos *sheets* e *schlieren* máficos do GQI; (c) detalhe dos *sheets* e *schlieren* máficos cortados e deslocados por veio de material granítico cinza fino paralelo à S_m do GQI; (d) dobra recumbente contendo *sheets* máficos de composição cumulática com dique de granito cinza fino truncando a parte inferior da dobra, (e) vista ampla em perfil da lente deformada de material diorítico paralela à S_m dos GQI e (f) detalhe da lente diorítica com líquidos do GQI injetados na mesma, o que pode indicar uma relação de contemporaneidade entre os dois magmas.

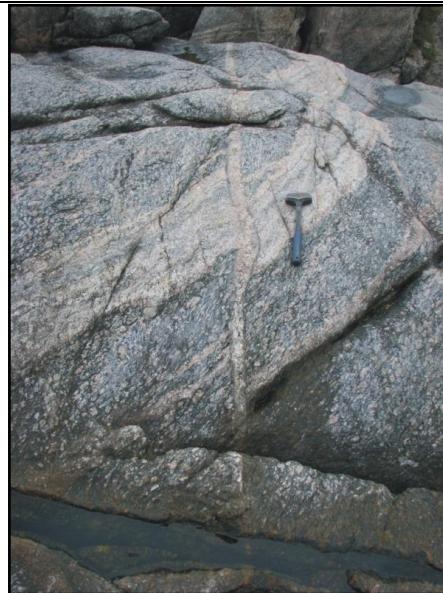


Figura 14. Duas gerações de veios de pegmatitos paralelos e discordantes à foliação milonítica dos GQI.



Figura 15. Estratigrafia dos eventos magmáticos ocorrentes no sistema Quatro Ilhas: (a) ordenamento dos eventos magmáticos observados em campo relacionando as diferentes fases de pegmatito (1 e 5) com material máfico (3) e as diferentes fases de entrada dos corpos tabulares de granito equigranular fino de coloração cinza (2 e 4), vista ampla em planta, (b) detalhe da vista em corte lateral das diferentes relações estruturais e estratigráficas observadas no afloramento e sintetizadas em a, (c) detalhe das relações ocorrentes entre o dique de granito cinza fino (4) e o pegmatito (5) finais e (d) detalhe destacando o posicionamento do material máfico (3) na estratigrafia dos eventos magmáticos.

O **Granito Mariscal** (GM) é constituído por rochas de coloração cinza clara (IC=4), textura heterogranular média a fina, desenvolvendo de forma localizada uma textura porfirítica, marcada por megacristais esparsos de plagioclásio e feldspato alcalino de até 1,5 cm, subidiomórficos ou arredondados, em matriz heterogranular (Figura 16 a). Compreende sienogranitos a monzogranitos ricos em quartzo, com muscovita e biotita, raramente apresentando granada como acessório. A estrutura planar principal, S_0 , é uma foliação descontínua, marcada pelo alinhamento de micas e feldspatos e realçada por *schlieren* biotíticos, contendo uma linearção mineral pouco pronunciada, dada pelo alinhamento de pequenos cristais maiores de feldspatos. Nas ocorrências maiores, e fora das zonas de transcorrência, a atitude originalmente subhorizontal da foliação pode ser reconstituída (Bitencourt, 1996). As estruturas planares e lineares são melhor observadas próximo aos limites de pequenas intrusões, onde apresentam uma disposição geométrica controlada pela forma das mesmas.

O GM é intrusivo nos GQI (Fig. 16 b-f) e nas unidades do embasamento (Fig. 16 a-d), constituindo duas

porções mais extensas na parte centro-norte e leste da área.

Os afloramentos mais completos desta unidade são encontrados no extremo norte da Praia do Mariscal, onde podem ser observadas suas variações texturais e suas relações geológicas de mesoescala com os GQI e com as litologias do embasamento.

Em diversos afloramentos se constata a presença de concentrações de cristais maiores de feldspato, formando porções irregulares, decimétricas a centimétricas, cujos contatos são difusos ou gradacionais com a fácie dominante. Tais concentrações são mais abundantes nas proximidades de contatos, e de acordo com Bitencourt (1996), em diversos afloramentos é possível especular sua relação de proveniência a partir da digestão progressiva de fragmentos de gnaisses do embasamento e dos GQI. Em certos casos, é possível constatar também a formação de *schlieren* biotíticos pelo mesmo processo.

Segundo Bitencourt (1996), os contatos entre o GM e os GQI são geralmente difusos e interdigitados, subparalelos à foliação subhorizontal, sugerindo um baixo contraste de viscosidade entre ambos. Apesar das modificações geométricas devidas à ação de zonas de alta deformação transcorrente, em determinadas áreas, como aquela situada entre as praias de Bombas e Bombinhas, é possível reconstituir de modo fragmentário uma intercalação métrica a decamétrica, ao longo de superfícies subhorizontais, entre as rochas gnáissicas do Complexo Porto Belo, os GQI e o GM, onde o último apresenta uma grande variação textural em escala mesoscópica, possivelmente resultante da intensa assimilação de fragmentos das rochas encaixantes. Contatos nítidos e retilíneos são comuns quando o GM forma corpos alongados, de 15 a 50 m de espessura, com direção subparalela à da foliação principal das encaixantes e mergulho um pouco mais elevado, ou mesmo subvertical (Fig. 16 b). Neste caso, o GM é representado por termos mais diferenciados, mostrando alinhamento de fluxo paralelo às paredes da intrusão, marcado tanto pela orientação dimensional de minerais como de xenólitos. É também comum a ocorrência do GM na forma de pequenas apófises, com espessura aparente de 2 a 3 m, ou de uma série de veios com 10 a 20 cm de espessura, com orientação variável, tanto nas rochas do embasamento como nos GQI. Nestes casos, mostram uma foliação interna, marcada por alinhamento dimensional de cristais e/ou bandamento composicional, paralela aos limites da intrusão.



Figura 16. Feições mesoscópicas do GM e relações com o GQI: (a) textura heterogranular média a fina, (b) Contatos nítidos e retilíneos do GM com os GQI com direção subparalela à da foliação principal das encaixantes e mergulho subvertical; (c) contato intrusivo irregular do GM nos GQI mostrando o baixo contraste de viscosidade entre os dois; (d) apófises de material mais diferenciado do GM nos GQI; (e) apófise do GM nos GQI sendo afetado por uma zona de cisalhamento sin-magnética quando ainda em estado plástico e (f) xenólito de contatos nítidos dos GQI dentro do GM, ambos cortados por veios de líquidos bem diferenciados tardios.

Nas proximidades das zonas de transcorrência, verifica-se uma verticalização progressiva dos contatos e estruturas planares, bem como sua transposição parcial (Fig. 17 a). Nas zonas de mais alta deformação formam-se milonitos de granulação média a fina, onde o GM é reconhecido principalmente pela presença de porfiroclastos de feldspatos e muscovita, além de fitas de quartzo recristalizado (Fig.17 b). Em zonas estreitas, desenvolvem-se ultramilonitos de granulação muito fina (Fig. 17 c).

Xenólitos das rochas encaixantes são bastante comuns, tanto no GQI quanto no GM, com formas e tamanhos muito variados e feições indicativas de diferentes graus de assimilação. No Granito Mariscal, possuem em geral 20 a 50cm de comprimento e constituem fragmentos de granitos porfiríticos biotítico, correlacionáveis aos GQI, biotita gnaisses finamente laminados, pegmatitos, gnaisses de composição granítica e, mais raramente, lentes métricas de metatonalito fino (Fig. 17 a-d). Nos corpos maiores, fragmentos de composição quartzofeldspática mostram contatos difusos, sugestivos de baixo contraste de temperatura, além de formas irregulares. Já as pequenas intrusões e apófises tendem a mostrar fragmentos mais angulosos e de contatos nítidos, de forma análoga às relações observadas em escala mais ampla. Não são observados, nesta unidade, xenólitos correlacionáveis ao Complexo Granítico Estaleiro, mesmo próximo aos seus contatos (Bitencourt, 1996).

A foliação de fluxo magmático do GQI e do GM é subhorizontal, concordante com a foliação dos gnaisses encaixantes. Em locais pouco afetados pela transcorrência percebe-se zonas estreitas de fluxo de alta temperatura concentrado ao longo de superfícies subhorizontais, provavelmente vinculadas à deformação tardí-magmática a *subsolidus* desses granitóides. É comum observar a foliação magmática (S_0) transposta para uma foliação milonítica (S_m) nas zonas de mais alta deformação.

Magmatismo máfico associado ao Granito Mariscal não é relatado por Bitencourt (1996). No presente trabalho foram identificados diversos enclaves, mas todos com textura ou estruturas metamórficas, como textura granoblástica e estruturas bandadas ou xistosas.

Bitencourt e Kruhl (2000) relatam que as estruturas de macro- e microescala dos granitóides da região de Porto Belo refletem os diferentes estágios de deformação do *mush* e, subsequentemente, durante o decréscimo de temperatura, uma progressão que se estende até o estado sólido. Os mesmos autores descrevem uma série de estruturas que atestam contatos a quente com as rochas encaixantes e uma tendência sistemática de desenvolvimento de estruturas de alto ângulo de mergulho ou subverticais. Estruturas de deformação do estado sólido em alta temperatura são raramente encontradas nos GQI, o que sugere que o magma que gerou estas rochas tem uma defasagem temporal em relação à atividade da tectônica de *thrust*. Os mesmos autores interpretam estas estruturas como compatíveis com um regime cinemático transcorrente, não correlatas ao evento de *thrust* registrado nas rochas encaixantes do Complexo Porto Belo. Já o GM apresenta com freqüência feições de deformação do estado sólido, mas interpretadas como correlatas ao evento transcorrente.

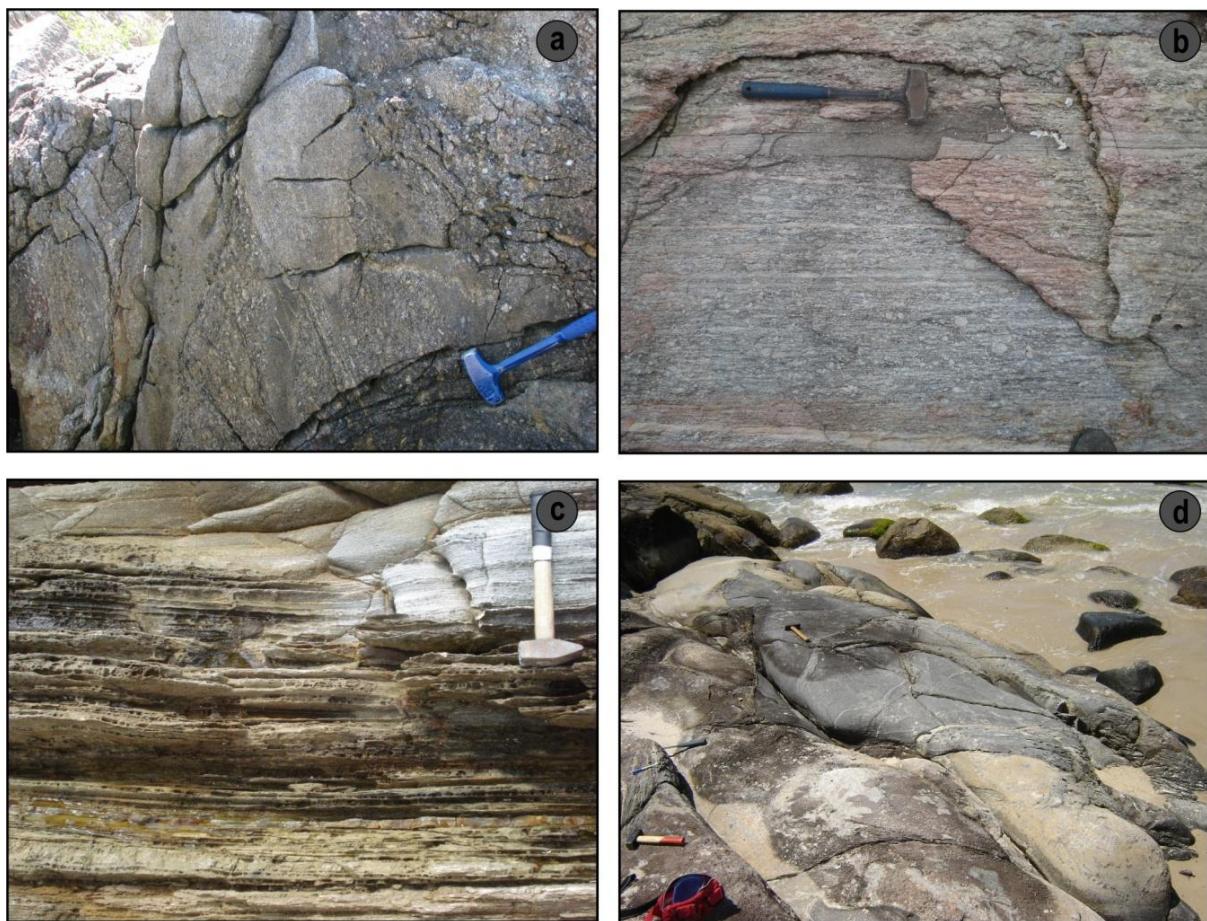


Figura 17. Feições estruturais do GM: (a) verticalização progressiva dos contatos e estruturas planares, verificada nas proximidades das zonas de transcorrência, (b) zona de mais alta deformação onde se formaram milonitos de granulação média a fina, onde o GM é reconhecido principalmente pela presença de porfiroclastos de feldspatos e muscovita, além de fitas de quartzo recristalizado, (c) geração de ultramylonitos de granulação muito fina em zonas estreitas de alta deformação e (d) lente de material metatonalítico, rico em biotita e com textura granoblástica.

3 Geologia da Região de Camboriú

A região de Camboriú onde ocorrem os granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos, se situa a norte da ZCMG, e representa uma inflexão da zona de cisalhamento principal, onde o grau de deformação das rochas é menos acentuado, embora as estruturas impressas nas mesmas sejam em grande parte controladas pela transcorrência. As rochas encaixantes dos granitóides constituem uma associação de para- a ortognaisses quartzo-feldspáticos migmatíticos do Complexo Camboriú, rochas metapelíticas do Complexo Metamórfico Brusque, que predominam a norte da área, e pelo Granito Itapema, que predomina a sul (Fig. 18).

O Granito Rio Pequeno (GRP) e o Granito Serra dos Macacos (GSM), alvos de estudo da tese, predominam na porção nordeste da região compreendida entre Itapema e Camboriú e constituem exposições contínuas de direção NE, com centenas de metros ao longo da costa, que se estendem para o interior do continente com a mesma direção (Fig. 18).

Os granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos foram primeiramente interpretados como pertencentes à Suíte Intrusiva Valsungana (SIV). Esta Suíte foi objeto de diferentes interpretações e delimitações cartográficas (*cf.* histórico e discussão em Silva 1987, p. 65 e segs.). A cartografia de Caldasso *et al.* (1988) se refere às duas ocorrências principais da SIV como Maciço Norte e Maciço Sul. Ambos os maciços de dimensões batolíticas e alongados na direção NE-SW, compreendendo biotita monzogranitos e sienogranitos de textura porfirítica grossa, com abundantes fenocristais de feldspatos, além de titanita, allanita, zircão e apatita como acessórios. Um alinhamento de fluxo magmático localizado é mencionado, bem como a ocorrência de foliação milonítica e lineação de estiramento concordantes com as das rochas encaixantes, restritas às imediações dos contatos por falha.

Na interpretação de Caldasso *et al.* (1988), os granitóides da Suíte Intrusiva Valsungana teriam se posicionado por meio de mecanismo transtrativo associado a zonas de cisalhamento transcorrentes de movimento horário. Por outro lado, Silva (1987, 1991) acredita que parte da ocorrência a norte deva ser excluída da suíte, tendo em vista sua composição e estrutura, compatíveis com uma associação de ortognaisses mais antigos, sincrônica à fase tangencial que afetou o Grupo Brusque.

A Suíte Intrusiva Valsungana de Caldasso *et al.* (1988), mais especificamente as rochas graníticas que compõem o Maciço Sul, foram redenominadas como Suíte Valsungana (SV) no trabalho de UFRGS (2000) como uma associação de rochas graníticas e hipabissais foliadas. O mapeamento geológico 1: 25000 desenvolvido por UFRGS (2000) permitiu a individualização de dois corpos graníticos dentro da SV: o Granito Valsungana e o Granito Corre-Mar. As principais ocorrências desta unidade estão localizadas entre as Zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó, aproximadamente entre as cidades de Itapema e Balneário Camboriú. As melhores exposições dos granitóides porfiríticos são encontradas na estrada para a localidade de Rio Pequeno, o que levou Peternell *et al.* (2010) à redenominação dos granitos porfiríticos ocorrentes nesta região como Granito Rio Pequeno, termo este equivalente ao anteriormente utilizado Granito Valsungana, que tem sua sessão tipo na localidade de Valsungana, Folha Botuverá, que se situa a oeste da Folha Camboriú. Esta redenominação foi utilizada por Peternell *et al.* (2010), que desvincula o Granito Corre-Mar da Suíte e ainda adiciona o Granito Serra dos Macacos como pertencente a mesma. Na presente tese os granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos não são considerados como pertencentes a uma única suíte, seja por sua relação

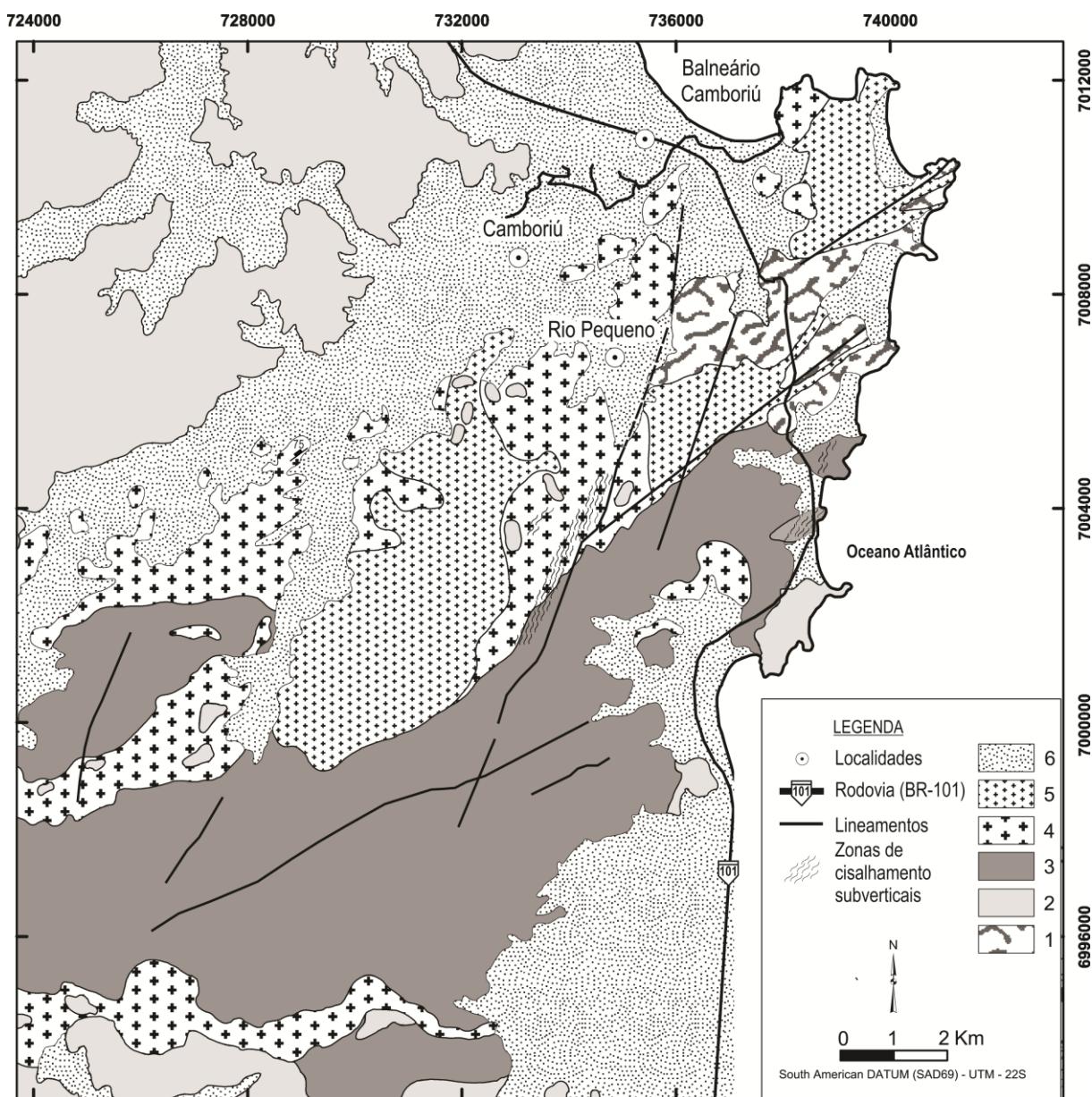


Figura 18. Mapa geológico da região de Camboriú (modificado de UFRGS, 2000). 1- Complexo Camboriú, 2- Complexo Metamórfico Brusque, 3- Granito Itapema, 4- Granito Rio Pequeno, 5- Granito Serra dos Macacos, 6- Cobertura Sedimentar.

espaço-tempo seja por suas fontes diversas, que não permitem a colocação dos mesmos como pertencentes a uma mesma suíte.

As descrições do GRP e GSM que seguem são um detalhamento das observações realizadas por UFRGS (2000) na Folha Camboriú em escala 1: 50 000, bem como no trabalho de Peternell et al. (2010), além das observações realizadas no desenvolvimento da presente tese. O reconhecimento destas unidades foi efetuado em toda a área anteriormente mapeada por UFRGS (2000) com intuito de averiguar os contatos previamente estabelecidos, bem como a extensão das diversas ocorrências do Granito Rio Pequeno e Granito

Serra dos Macacos, buscar estabelecer melhor a relação estratigráfica entre rochas encaixantes e graníticas e elucidar as relações estruturais entre as rochas graníticas. Para tal, foram realizados diversos perfis em diferentes ocorrências das rochas da suíte, como na rodovia Interpraias, onde há excelentes exposições do GRP e diques máficos sinplutônicos e também do GSM, bem como das rochas encaixantes. Alguns pontos de UFRGS (2000) que foram previamente selecionados e revisitados, sobretudo para amostragem dos diques sinplutônicos e Granito Serra dos Macacos; cortes de estradas vicinais; algumas pedreiras e saibreiras de pequeno porte e uma pedreira de grande porte da Votorantim, situada a sudoeste da área.

O **Granito Rio Pequeno** (GRP) é composto por biotita sieno- a monzogranitos brancos, foliados, de textura porfirítica com matriz heterogranular e IC variável IC=7 comum, IC=10-12 local e IC=3-5 nas variedades mais diferenciadas (Fig. 19 a-c). Localmente se observam porções onde há uma tendência à heterogranularidade da textura (Fig. 19 d). Os megacristais são principalmente de feldspato alcalino branco e subordinadamente de plagioclásio. É comum observar os feldspatos com contatos crenulados e formas ovaladas, em geral circundados por mirmequitos. Em raros locais se observa uma tendência maior ao desenvolvimento de faces retas e bem formadas. A matriz heterogranular média é composta por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e mais raramente anfibólio, sobretudo na forma de relictos de rara ocorrência. A biotita ocorre predominantemente na forma de agregados (Fig. 19 a), chegando a formar *clots* (Fig. 19 e). Os minerais acessórios são zircão, apatita, allanita, ilmenita e titanita, com algumas ocorrências de epídoto. Acumulações de feldspatos de geometria ovalada são feições bastante comuns (Fig. 19 d e f).

A foliação magmática é bem desenvolvida e é comumente marcada pelo alinhamento de forma dos cristais de feldspato alcalino e mais localmente pelo alinhamento dos agregados ou trilhas de minerais máficos (Fig. 20 a). A direção desta foliação de fluxo é NE e o mergulho varia de subvertical na região de borda do corpo a subhorizontal no centro do corpo. Em vários locais esta foliação está perturbada pelo fluxo ou por zonas de cisalhamento sin-magmáticas (Fig. 20 b-c), e nestes locais é difícil identificar com precisão sua direção. Esta foliação tem sua geometria controlada pela rocha encaixante, com componente do estado sólido raramente observável.

A relação da foliação desta unidade é bastante semelhante à encontrada nos Granitóides de Quatro Ilhas, na região de Porto Belo, embora as zonas de alta deformação sejam muito rara e localmente desenvolvidas e o grau de deformação seja sempre inferior. Contudo, estreitas faixas miloníticas ocorrem de maneira local e rara (Fig. 20 d). Nestas faixas é possível observar cominuição de grãos e deformação mineral, marcada sobretudo pelos porfiroclastos de feldspato alcalino com caudas de recristalização pouco proeminentes e fitas de quartzo.

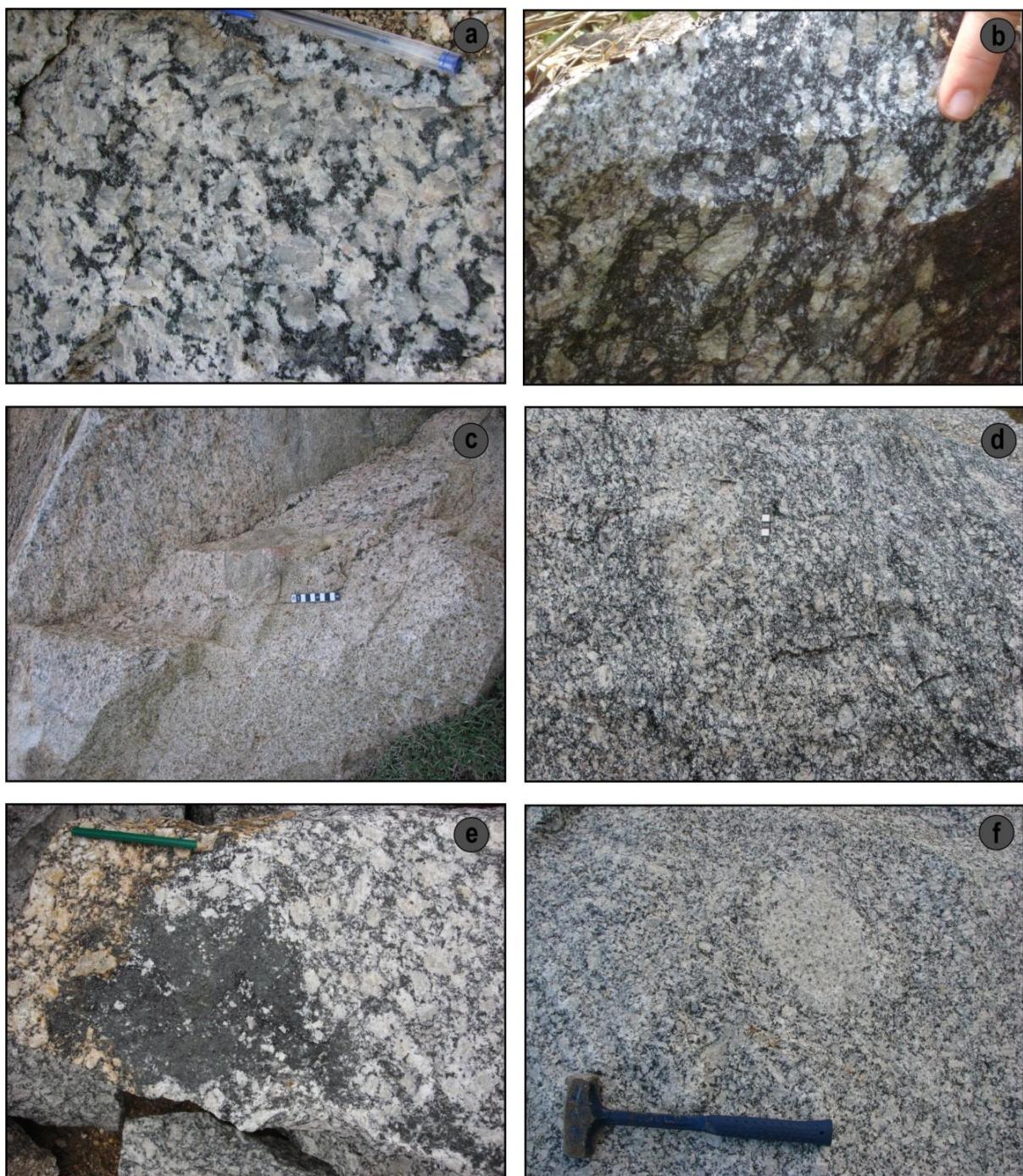


Figura 19. Feições mesoscópicas do GRP: (a) textura porfirítica definida por megacristais ovóides de feldspatos em matriz heterogranular, quartzo e biotita em agregados; (b) textura porfirítica com megacristais de feldspatos subédricos a euédricos esparsos, imersos em matriz rica em máficos; (c) GRP leucogranítico; (d) aglomerações de feldspatos; (e) *clots* biotíticos e (f) acumulações de feldspatos de geometria oval.



Figura 20. Feições estruturais do GRP: (a) Foliação magmática (S_0) do GRP definida pela orientação de forma dos feldspatos e trilhas de máficos; (b) vista ampla, em planta, de zonas de cisalhamento sin-magmáticas no GRP; (c) zona de cisalhamento irregular e (d) vista em planta de zona de alta deformação milonítica no GRP.

Xenólitos de dimensões variadas (centimétricos a megaxenólitos) de rochas gnáissicas do Complexo Camboriú e do Granito Itapema são freqüentes e feições de assimilação dos fragmentos de menor dimensão são também bastante comuns (Fig 21 a-b). Contudo, uma série de xenólitos de pequenas dimensões (<10 cm de largura e 30 cm de extensão), geometria tabular e contatos retos e nítidos, com bandamento milimétrico e composição aparentemente ortognásica, são com freqüência encontrados em áreas de grande exposição lateral do GRP, como na Pedreira da Votorantim (Fig. 21 c). Na localidade desta pedreira, onde há a ocorrência de uma série de megaxenólitos de mármore do Complexo Brusque, interpretados como *roof pendants* por UFRGS (2000), ocorrem também xenólitos de xistos máficos ricos em biotita, rochas calciosilicáticas, formações ferríferas bandadas de alto grau e gnaisses tonalíticos (Fig. 21 d-e). Xenólitos do Granito Itapema (GI) são extensamente relatados por UFRGS (2000). A região de contato entre o Granito Itapema e o GRP foi também revisitada neste projeto e, próximo a esta região pode-se observar megaxenólitos do GI no GRP (Fig. 21 a) e em algumas regiões ocorrem rochas do GRP com texturas similares a de rochas subvulcânicas, com grande quantidade de matriz fina a média e poucos megacristais, interpretados preliminarmente como porções de margem resfriada.

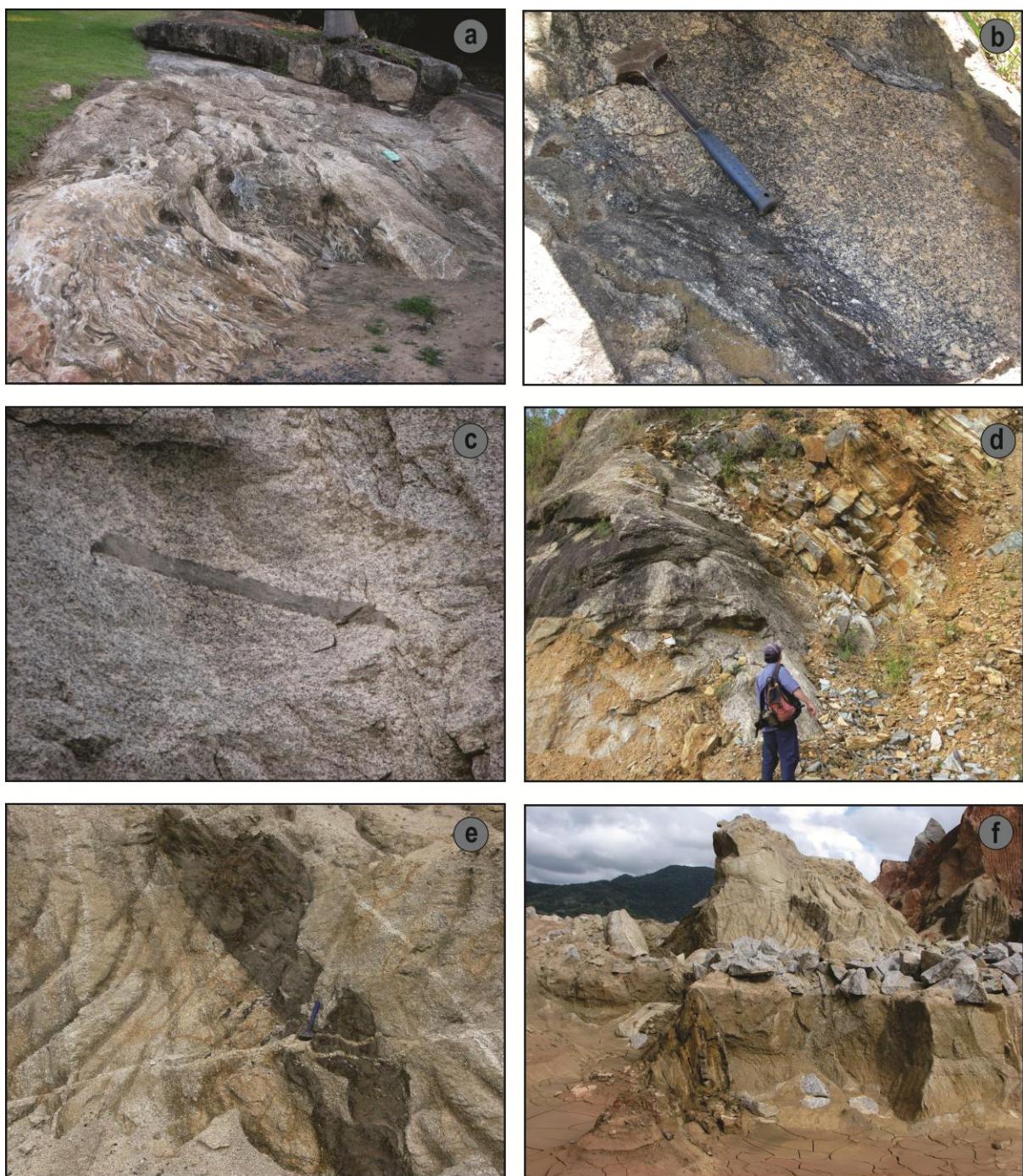


Figura 21. Relações e contatos do GRP com as rochas encaixantes: (a) megaxenólito do Granito Itapema no interior do GRP leucogranítico; (b) xenólito de ortognaisse do Complexo Camboriú parcialmente assimilados pelo GRP; (c) gnaisse rico em biotita, com bandamento milimétrico, geometria tabular e contatos retos dentro do GRP; (d) contato concordante do GRP (à esquerda da foto) com mármore do Complexo Metamórfico Brusque (à direita da foto) – Pedreira da Votorantim; (e) xenólito de xisto rico em biotita, com contatos retos a lobados no GRP e (f) xenólito de gnaisse quartzo-feldspático concordante com a S_0 subvertical do GRP.

O magmatismo máfico associado ao GRP abrange enclaves máficos microgranulares (Fig 22 a), que por vezes formam *schlieren* máficos (Fig 22 b), e diques sinplutônicos de composição diorítica, que são também relatados por UFRGS (2000). Os trabalhos de campo realizados durante o desenvolvimento da tese mostra que estes diques são muitas vezes de composição quartzo monzodiorítica a granítica. No perfil da rodovia Interpraias pode-se visualizar uma série de diques sinplutônicos, enxame de enclaves e porções de magma de composição granítica rica em minerais máficos, com diversos graus de interação e contaminação com o granito encaixante (Fig 22 c- f).

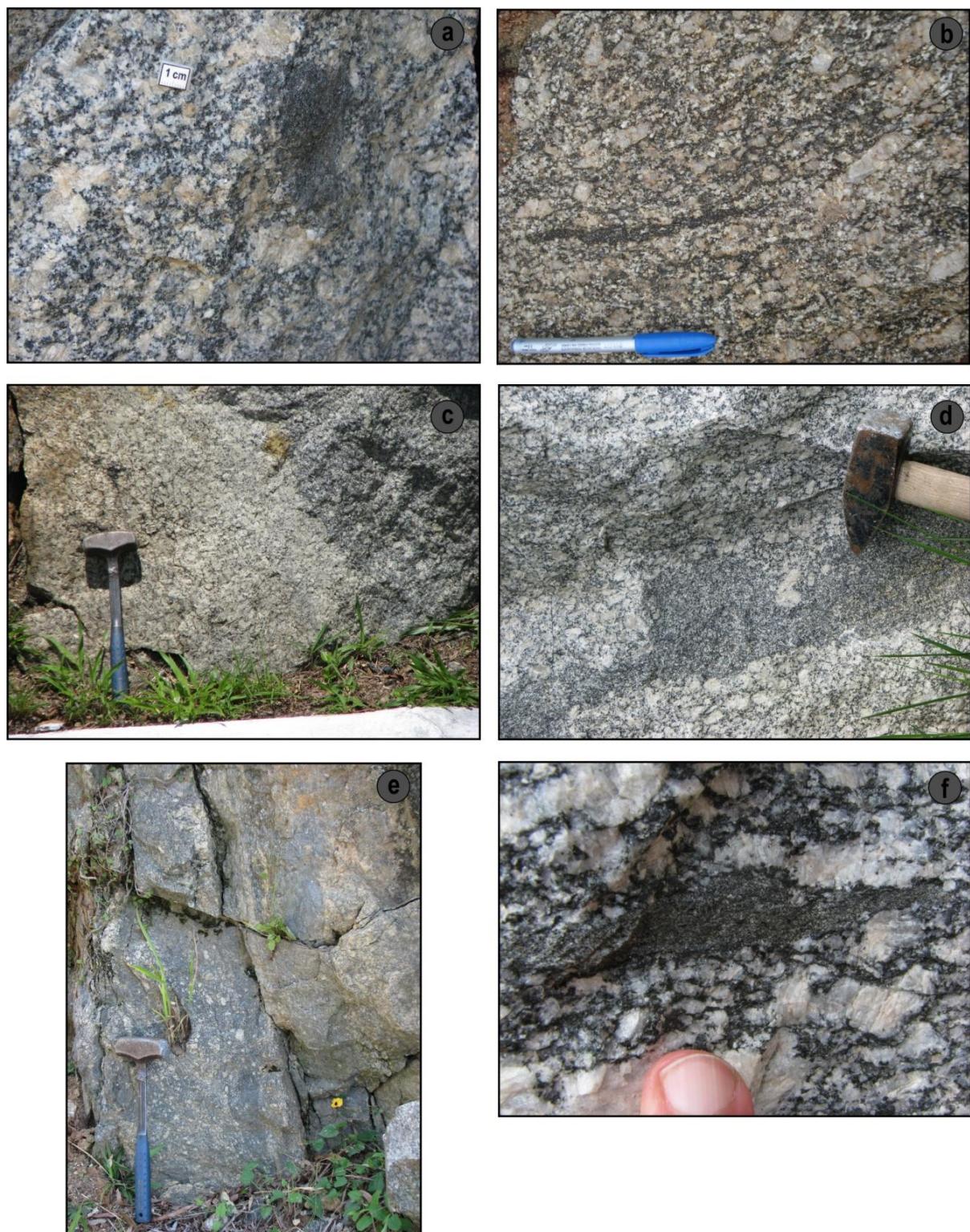


Figura 22. Magmatismo máfico associado ao GRP: (a) enclave máfico com bordas desmembradas no GRP; (b) *schlieren* máfico paralelo à S_0 do GRP; (c) intrusão máfica contaminada, mostrando contatos típicos de interação líquido-líquido; (d) dique sinplutônico de material máfico contaminado pelo GRP; (e) vista ampla de zona com enxame de enclaves máficos de morfologia e contatos variados no GRP e (f) enclave máfico microgranular de contatos nítidos paralelo à S_0 do GRP.

A ocorrência de intrusões de material mais máfico, muito similar ao GRP nas variedades mais típicas do GRP é observável em alguns pontos onde se tem boa extensão lateral dos afloramentos (Fig. 22 a-d). Estas intrusões são caracterizadas por textura porfirítica bastante similar a do GRP, mas com teor de matriz da ordem de 30-40% e $IC=10$, e ocorrem tanto na forma de apófises (Fig. 22 a) quanto na forma de corpos maiores (Fig. 22 d). Seus contatos são em geral difusos e irregulares, raramente são contatos intrusivos nítidos, e contatos retos não foram verificados. Dados a similaridade com o GRP encaixante, estas feições indicam mais de um pulso alimentador da câmara do GRP e mostram que os mesmos tem composições, temperaturas e viscosidades aproximadas, o que permite a estabelecimento de feições mesoscópicas que indicam interação plástica e de contemporaneidade entre ambos.



Figura 22. Feições mesoscópicas do GRP: (a) apófise de pulso do GRP com $IC=10$ no GRP típico ($IC=7$), de contatos irregulares e terminações desmembradas; (b) detalhe do desmembramento da apófise; (c) contato intrusivo de bolsão do GRP com $IC=10$ emitindo apófise no GRP típico e (d) contato intrusivo entre os dois pulsos de GRP, mas com terminações sugestivas de interação entre dois líquidos.

O **Granito Serra dos Macacos** (GSM) constitui corpos alongados de direção preferencial NE de biotita sienogranitos a monzogranitos pouco foliados, de textura equigranular média a fina, hipidiomórfica, com megacristais esparsos de feldspatos de 1 cm, comumente circundados por cristais de biotita (Fig. 23 a, d, f).

Feições bastante comuns são *clots* biotíticos, com formas arredondadas a ovaladas, de tamanhos variáveis e distribuição esparsa (Fig. 23 b-f) e quartzo em agregados de grãos arredondados. Allanita, titanita, apatita, zircão e magnetita constituem os minerais acessórios.

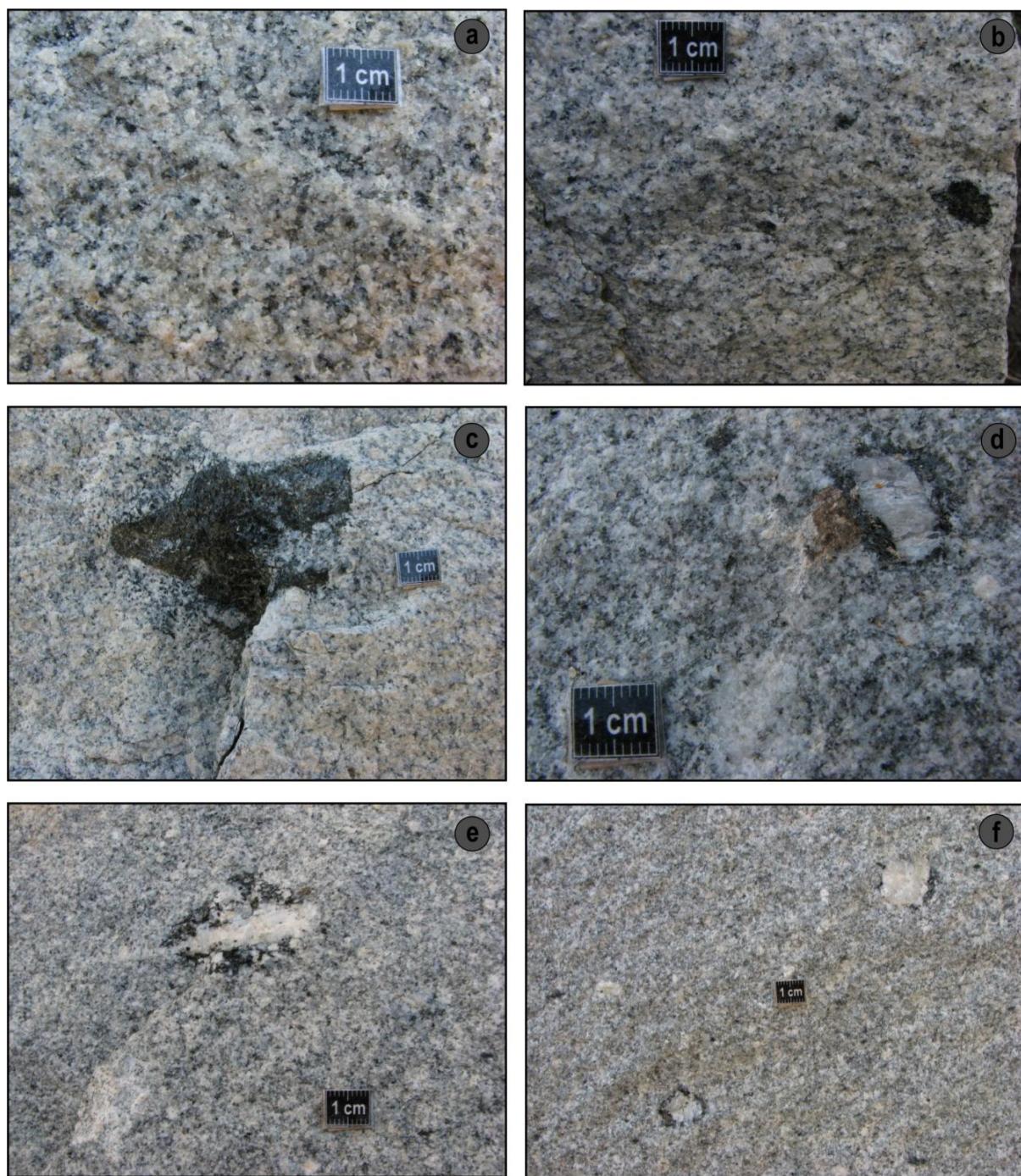


Figura 23. Feições mesoscópicas do GSM: (a) textura heterogranular hipidiomórfica típica do GSM; (b) *clots* biotíticos de tamanhos variados e formas arredondadas a ovais, típicos do GSM; (c) *clot* biotítico com borda reativa; (d) cristais de Afs de tamanho anômalo com textura de manteamento por biotita; (e) xenólito do GRP parcialmente assimilado e (f) xenocristais de Afs com manto de biotita.

As principais ocorrências do GSM se situam na Serra dos Macacos, onde se encontra a seção-tipo, e na

região do Morro do Boi. Contudo, os melhores afloramentos são os cortes das estradas vicinais e pequenas e abundantes pedreiras localizadas nos arredores das serras.

A foliação magmática é pouco desenvolvida e de difícil identificação. Foliações relacionadas à deformação do estado sólido não foram constatadas.

É comum a ocorrência de xenólitos do GRP de contatos nítidos a difusos e muitas vezes parecendo se desmembrar no GSM. Estes xenólitos têm tamanhos centimétricos a métricos, com formas variadas, sendo mais comuns as formas arredondadas, e mostram com freqüência feições de assimilação parcial pelo GSM (Fig. 24 a-d). Alguns dos megacristais de feldspatos alcalinos com bordas de biotita, que ocorrem com freqüência a ponto de constituir uma característica típica do GSM, parecem ser relictos de xenólitos do GRP que não foram totalmente assimilados (Fig. 23 d-f). Xenólitos do embasamento também são comuns com tamanhos e formas amplamente variáveis, sendo as litologias mais comuns correlatas aos gnaisses do Complexo Camboriú e também do Granito Itapema (Fig. 24 e-f).

O magmatismo máfico associado ao GSM é extremamente restrito e raramente identificável. Muitas vezes os diminutos enclaves maficos identificados são passíveis de serem confundidos com os *clots* bióticos.

Os contatos do GSM com o GRP são predominantemente intrusivos, embora algumas feições de contemporaneidade sejam localmente identificadas. É comum a ocorrência de porções do GRP dentro do GSM com contatos reativos e sugestivos de assimilação parcial (Fig. 24a, c), assim como bolsões do GSM ocorrem de modo raro dentro do GRP (Fig. 25a). Próximo aos contatos entre as duas unidades é comum observar megacristais de feldspatos bordejados por biotita do GRP dentro do GSM. Apófises e diques de contatos algo irregulares do GSM no GRP, sugestivos de contemporaneidade entre os magmas, são observados em alguns pontos. Embora existam várias feições indicativas da contemporaneidade entre o GRP e GSM, alguns contatos retos, tanto de apófises quanto de diques do GSM no GRP, também ocorrem mesmo que com menor freqüência (Fig. 25 e, f). A figura 25 ilustra algumas das feições de contato desenvolvidas entre GRP e GSM.

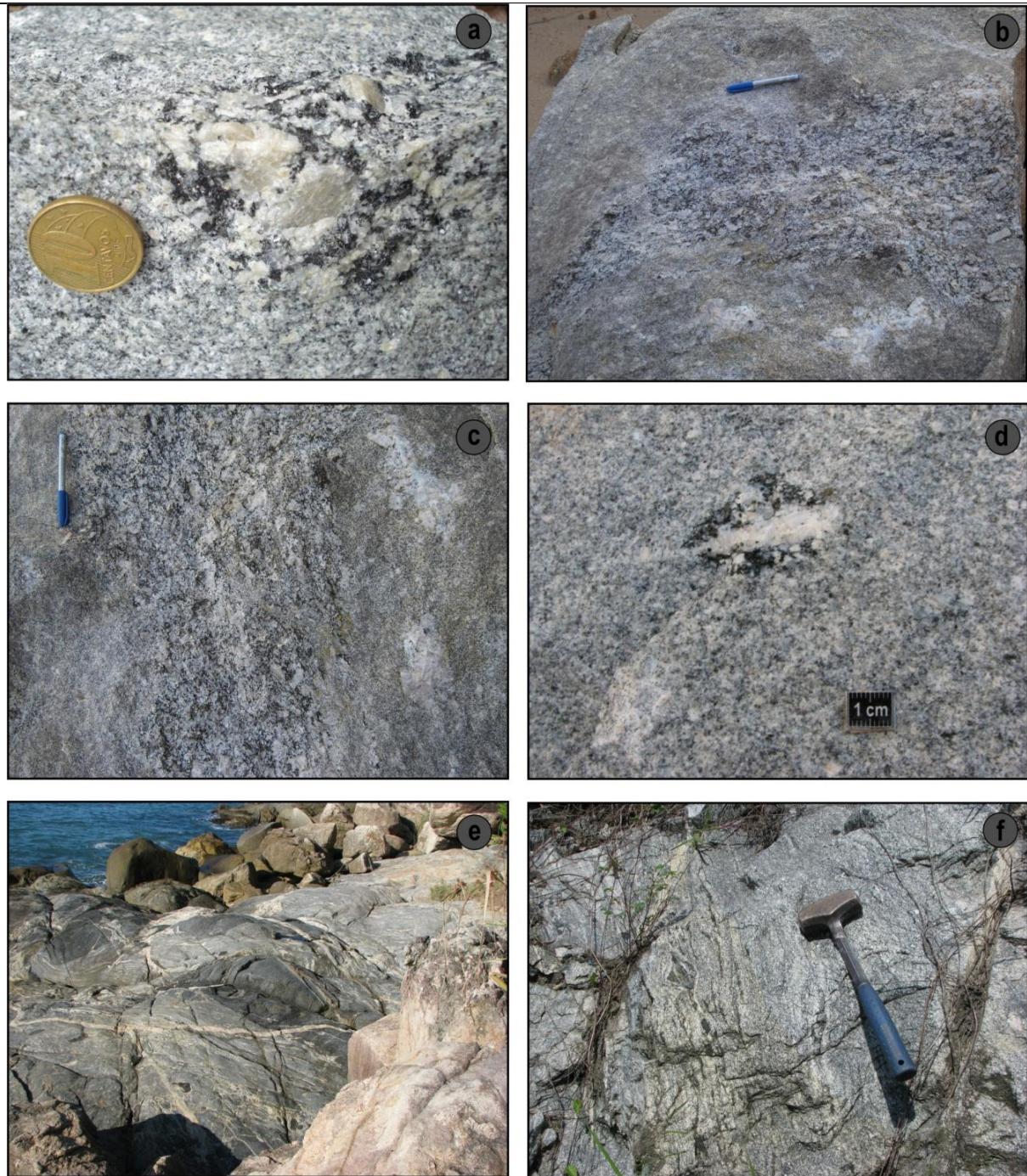


Figura 24. Relações e contato do GSM com as rochas encaixantes: (a) xenólito de contatos nítidos do GRP no GSM; (b) xenólito de dimensão métrica, com bordas crenuladas e feições de assimilação parcial do GRP no GSM; (c) xenólito do GRP parcialmente assimilado no GSM; (d) resto de assimilação dos xenólitos do GRP; (e) megaxenólito de gnaisse quartzo-feldspático do Complexo Camboriú, de contatos retos e bem definidos no GSM – Praia das Laranjeiras e (f) xenólito do Granito Itapema , de contatos nítidos, mas irregulares no GSM – Perfil Interpraias.



Figura 25. Relações de contato entre GRP e GSM: (a) bolsão de contatos irregulares do GSM dentro do GRP; (b) xenólito parcialmente assimilado do GRP no GSM; (c) contato irregular desenvolvido entre dique do GSM e GRP; (d) dique do GSM de contato irregular injetando apófise no GRP; (e) apófise do GSM no GRP de contatos retilíneos e (f) apófise do GSM no GRP de contatos predominantemente retos, mas localmente irregulares a lobados.

CAPÍTULO VI

ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MICROESTRUTURAIS DAS ROCHAS GRANÍTICAS ESTUDADAS

1 Apresentação

Dados petrográficos e microestruturais foram obtidos em 200 lâminas selecionadas. A classificação petrográfica tem por base os critérios de Streckeisen (1976) e Le Maitre *et al.* (2002). Nas rochas de textura muito grossa ou as de textura extremamente fina e de difícil identificação dos minerais foram realizadas estimativas modais em fatias de rochas e também em lâmina delgada.

A partir do estudo das características ópticas dos minerais constituintes da rocha foram determinados as relações de contato entre os mesmos, texturas, ordem de cristalização, feições microestruturais, bem como a avaliação da relação dos minerais com o desenvolvimento das foliações magmática e do estado sólido, o que contribuiu não só para a caracterização petrogenética, mas também para a compreensão da relação da cristalização com o desenvolvimento das diferentes estruturas registradas nas rochas.

A petrografia das rochas será apresentada partindo da área de maior grau de deformação onde também ocorre deformação do estado sólido, representada pelos granitos da região de Porto Belo (GQI e rochas associadas e GM), passando à área de menor deformação onde a deformação do estado sólido é minoritária e ocorrente em apenas algumas pequenas e estreitas faixas de ocorrência local, representada pelas rochas da região de Camboriú (GRP e GSM) a norte da ZCMG. As rochas maficas sincrônicas serão descritas com as unidades ácidas correlatas às mesmas.

As rochas ácidas da região da região de Porto Belo foram caracterizadas do ponto de vista mineral e microestrutural no trabalho de Bitencourt (1996). Contudo, as lâminas foram revisadas com intuito de detalhar e aprofundar os estudos petrográficos e microestruturais, sobretudo nas rochas que possuem relação de contemporaneidade com rochas maficas. Neste sentido, o texto aqui apresentado para as rochas da região de Porto Belo representa uma composição da interpretação de Bitencourt (1996) complementada na presente tese, sobretudo no que tange a interpretação das três variedades do GQI. Já as rochas maficas e felsicas da região de Camboriú, que nunca foram descritas do ponto de vista mineral e microestrutural com o detalhe que o presente trabalho exige, será apresentada com um maior grau de detalhamento.

2 Região de Porto Belo

Os **Granitóides de Quatro Ilhas** constituem predominantemente monzo- a sienogranitos, com ocorrências de granodioritos e raros termos tonalíticos, foliados, compreendendo três variedades petrográficas, de relação não verificável em campo: (i) **muscovita-biotita granodiorito a monzogranito (MBGd)**; (ii) **biotita monzogranito a sienogranitos (BtMz)**, e (iii) **leucocrática (Lcg)**. Como minerais acessórios comuns às três variedades ocorrem zircão, apatita, ilmenita e, subordinadamente, turmalina. Alanita é restrita a MBGd e BtMz e granada ocorre ocasionalmente na Lcg. Independente de suas variações compostionais originais, estas rochas apresentam, além de características microestruturais relacionadas à cristalização magmática, feições compatíveis com os eventos de deformação do estado sólido a que foram submetidas.

A foliação S_0 é marcada pelo alinhamento de lamelas de biotita castanha, acompanhada do alinhamento dimensional subparalelo de megacristais ou agregados lentiformes de plagioclásio e feldspato alcalino. Efeitos do evento transcorrente estão irregularmente impressos, na forma de planos de cisalhamento discretos, associados à foliação milonítica (S_m) em zonas de alta deformação. Tendo em vista a rotação de estruturas comumente observada em mesoescala, muitas vezes não se pode assegurar a correspondência de uma dada microestrutura com um ou outro evento.

Megacristais de **plagioclásio** têm composição An_{31-41} , nas MBGd e BtMz, e An_{16-19} na Lcg, com zonação rara e incipiente. Inclusões são pouco abundantes, compreendendo biotita, apatita, zircão, ilmenita e quartzo. Sua alteração é pouco expressiva, e freqüentemente restrita aos núcleos de alguns megacristais; produtos de alteração compreendem epidoto, sericita e plagioclásio sódico (An_{11-14}).

Os megacristais de plagioclásio são geralmente alongados e apresentam macras da Albita e Albita-Carlsbad longitudinais, subparalelas ao plano da foliação principal. Extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos grandes são comuns. A ocorrência de subgrãos com esta morfologia é compatível com temperaturas muito elevadas de deformação, já que implicam a ativação de vários sistemas de deslizamento ao mesmo tempo, o que, para os feldspatos, só é possível em temperaturas acima de 550° C (Fitz Gerald e Stunitz, 1993). Adicionalmente, a proximidade de orientação entre as regiões recuperadas e o restante do grão é sugestiva de um processo de rotação progressiva da rede cristalina como mecanismo de acomodação do movimento das deslocações, processo termicamente ativado que, nos feldspatos, exige temperaturas compatíveis com as da fácie anfibolito superior (Tullis e Yund, 1991).

Os contatos dos megacristais de plagioclásio são geralmente irregulares e sinuosos, diretamente com quartzo e biotita na foliação, sem evidências de redução de tamanho nos limites de grão (Fig. 26a-b). Subordinadamente, ocorrem em seu perímetro estreitas lentes descontínuas, compostas por grãos feldspáticos muito finos acompanhados de lamelas de mica branca também muito finas. Segundo Bitencourt (1996), nestas lentes, os grãos feldspáticos são geralmente equidimensionais, têm a mesma composição do megacristal e contatos retos a suavemente curvilíneos. Pode-se observar a desorientação progressiva dos grãos finos a partir do grão parental e a sua relação de proveniência a partir da rotação de subgrãos no megacristal.

A recristalização de megacristais de plagioclásio através da rotação progressiva de subgrãos é também observada em estreitas faixas intragrão, evoluindo no sentido de separar o megacristal em fragmentos menores, que são depois retomados pelos processos de recristalização-recuperação nos novos limites (Bitencourt, 1996).

Desta forma, gera-se um novo tamanho de grão na rocha, intermediário entre megacristais e matriz, representado por fragmentos xenomórficos de 0,5 a 1,5 mm de tamanho, formas irregulares e contatos serrilhados, com orientação sempre próxima daquela do grão original (Fig. 26a).

As microestruturas constatadas nos feldspatos sugerem um crescimento orientado dos mesmos e não são compatíveis com uma reorientação posterior de grãos primários, no estado sólido.

Possíveis feições de acumulação são localmente preservadas, nas variedades MBGd e BtMz, na forma de agregados glomeroporfiríticos de plagioclásio e/ou feldspato alcalino, com pequena quantidade de biotita castanha, que às vezes definem uma estrutura sigmoidal. Nesses agregados, os contatos entre grãos são interpenetrados, límpidos ou com faixa muito estreita de grãos recristalizados, e seus fenocristais, de 1 a 2 mm, já mostram formação de subgrãos (Fig 26b).

Megacristais de **feldspato alcalino** são geralmente maiores que os de plagioclásio e têm composição $Or_{94-96}Ab_{6-4}$ (Bitencourt, 1996). São pertíticos e a morfologia das micropertitas é muito variável, mesmo em escala de lâmina, predominando pertitas do tipo fitas e fios, subordinadamente, tranças, filmes e manchas (Fig 26c-d). A ocorrência de estrutura xadrez ou dupla macla é heterogênea na mesma seção, constituindo por vezes porções irregulares num único grão (Fig. 26a, c). Inclusões, geralmente abundantes, compreendem plagioclásio (An_{31}), biotita, apatita e quartzo, além de allanita, restrita à MBGd. O plagioclásio das inclusões é geralmente muito alterado. A biotita inclusa em ambas as variedades (MBGd e BtMz) mostra transformação, parcial ou total, em muscovita ou clorita verde. Os megacristais de feldspato alcalino são alongados e têm seus planos de macla de Carlsbad subparalelos à foliação principal. São, por vezes, circundados por cristais arredondados de plagioclásio, com quartzo e feldspato alcalino subordinados, de ordem de tamanho 10 vezes inferior ao seu, formando um conjunto lenticular que é envolvido pela foliação. A presença de agregados mirmecíticos é comum nas bordas dos megacristais e no contato dos mesmos com cristais menores de plagioclásio. A deformação desses intercrescimentos é também observada, com sua progressiva incorporação à matriz recristalizada (Fig. 26d).

À semelhança dos megacristais de plagioclásio, os cristais maiores de feldspato alcalino apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Quando não são bordejados por grãos feldspáticos menores, seu contato é direto com as micas na foliação e, subordinadamente, formam-se lentes descontínuas de grãos feldspáticos muito finos, pertíticos, de morfologia similar àquela descrita para os limites do plagioclásio. A formação de agregados granoblásticos pertíticos em fraturas intragrão é também comum, observando-se uma desorientação progressiva dos grãos recristalizados, no sentido do centro da faixa recristalizada. Na Lcg este processo parece mais avançado, notando-se mais freqüentemente a ocorrência de agregados granoblásticos pertíticos independentes do megacristal original, que muitas vezes já parece fazer parte da matriz.

Fraturas são comuns nos porfiroclastos, sobretudo de feldspato alcalino, e sua gênese não pode ser inequivocamente atribuída ao evento de temperatura mais alta (Bitencourt, 1996). Entretanto, a morfologia dos grãos que preenchem estas fraturas é compatível com a dos grãos recristalizados da matriz, com a qual podem às vezes mostrar continuidade física. Assim, se interpreta que o comportamento rúptil dos feldspatos represente o estágio final da deformação de alta temperatura, precedendo, portanto, a fase transcorrente, de temperatura mais baixa.

Novos grãos formados nas bordas dos megacristais de feldspato alcalino apresentam maior

variação composicional que a observada nos novos grãos que circundam o plagioclásio, o que parece ser consequência das diferenças morfológicas iniciais de seus limites, bem como da tendência a separar a fase sódica

e potássica recristalizadas. Esses dados foram observados e interpretados com base em análises de microssonda eletrônica realizadas por Bitencourt (1996).

O **quartzo** é predominantemente granoblástico equidimensional, de contatos retos e extinção normal a ondulante, com 0,2 mm de tamanho em média, formando agregados alongados a lenticulares. Raramente ocorrem agregados de grãos com contatos serrilhados. Subordinadamente, e com maior freqüência nas variedades BtMz e Lcg, observam-se grãos de 1 a 2 mm de tamanho, que contêm duas gerações de subgrãos ortogonais (basais e prismáticos), formando um padrão do tipo tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern* – Kruhl, 1996), compatível com deformação de alta temperatura (da ordem de 600°C), circundados por grãos granoblásticos de tamanho 10 vezes menor. O quartzo pode ocorrer, ainda, como fitas monocristalinas com dimensões de 1cm x 1 mm, circundadas por agregados granoblásticos de 0,2 mm, ou na forma de fitas alongadas com extinção ondulante, formação de subgrãos grandes e, mais raramente, bandas de deformação (Fig. 26b-e). O quartzo forma muitas vezes corredores de deformação onde ocorre intensa recristalização, sendo nestes corredores muito comum a ocorrência de *bulging*, interpretados por Paschier e Trow (2000) como típico de deformação de mais baixa temperatura (Fig 26c). Juntamente com os feldspatos definem um segundo tamanho de grão na rocha devido à recristalização (Fig. 26c-d).

A deformação de mais baixa temperatura, relacionada ao evento transcorrente, é responsável pela geração de faixas discretas, marcadas por agregados de grãos ultrafinos, com porfiroclastos residuais de feldspatos. Formação de agregados granoblásticos de quartzo, livres de *strain*, sobre agregados de grãos alongados, de contatos suturados, provavelmente recristalizados por *bulging*, ocorrem localmente.

A **biotita** tem coloração castanha escura a avermelhada e forma lamelas de 0,2 até 2 mm isorientadas na foliação, com extinção mosqueada normal a ondulante e, subordinadamente, *kink bands*. Ocorre na forma de pequenos agregados de distribuição esparsa (Fig. 26e-f), bem como lamelas diminutas dispersas na rocha. Comumente contém inclusões de zircão e de apatita; mais raramente na Lcg pode apresentar pequenas inclusões globulares de quartzo. Os produtos de transformação da biotita castanha, em diferentes condicionamentos estruturais e petrológicos, são muscovita, clorita, biotita castanha de grão muito fino e biotita verde, todos eles gerando, como subproduto, grãos muito finos e xenomórficos de titanita, acompanhados ou não de minerais opacos.

A formação de **muscovita** a partir da biotita castanha é relativamente precoce na história evolutiva da variedade MBGd (Bitencourt, 1996). Nesta variedade, observam-se intercrescimentos epitaxiais de muscovita com biotita castanha, culminando com a formação de lamelas de muscovita da mesma ordem de tamanho (MS1), sem relação clara de proveniência (Fig 26e). Em algumas lamelas da ordem de 1,5 mm são às vezes perceptíveis resíduos da biotita original. A muscovita assim formada pode apresentar, ainda, recristalização marginal posterior, originando uma estreita coroa de lamelas muito finas, de mesma composição.

De acordo com Bitencourt (1996), a designação **muscovita-1** (MS1), de ocorrência restrita na MBGd, é utilizada em referência a um grupo textural, sem conotação de gênese primária, que compreende lamelas bem

formadas, de mesma ordem de tamanho da biotita e dos feldspatos, constituindo com a primeira um importante marcador da foliação S_0 (Fig 26e). Em contraposição, a designação textural **muscovita-2** (MS2) refere-se à muscovita de grão fino a muito fino, que apresenta relações texturais de proveniência tanto a partir de biotita (Fig. 26f) quanto de feldspatos ou, ainda, de muscovita-1.

A transformação parcial de biotita em **clorita** ocorre em todas as variedades dos GQI, mas com pequena intensidade, seja na forma de crescimentos epitaxiais, seja na forma de bordas esverdeadas, com cloritização parcial (Fig. 26f). Lamelas individuais são raramente observadas.

Uma geração de biotita neoformada se caracteriza por seu tamanho de grão menor, coloração verde a verde azulada e cores de interferência mais elevadas. Esta geração é subordinada em volume, geralmente limitando-se a quantidades-traço. Seu reduzido tamanho de grão, em média 0,2 mm, bem como sua ocorrência comum como parte do material que preenche fraturas de megacristais de feldspatos, sugerem que a formação desta biotita está associada com o evento de temperatura mais baixa.

Segundo Bitencourt (1996), as lamelas maiores de biotita castanha podem constituir, nas zonas de maior deformação, porfiroclastos de extinção fortemente ondulante, apresentando estreitas coroas de grãos ultrafinos de três composições possíveis: (i) biotita castanha \pm titanita \pm opacos; (ii) muscovita + titanita + opacos e (iii) biotita verde azulada + titanita + opacos.

A **allanita** é o principal acessório da MBGd, embora também ocorra na BtMz. Na MBGd, os cristais são prismáticos, idiomórficos e de até 2 mm de comprimento, comumente com coroas de epidoto. A **titanita**, gerada como subproduto das transformações da biotita, está presente na MBGd e BtMz, é xenomórfica e de grão fino. O **zircão**, presente em todas as variedades, é prismático, idiomórfico ou arredondado e mais raramente fortemente metamítico e freqüentemente zonado. **Apatita** e **turmalina** verde ocorrem também em pequenas quantidades, presente também em todas as variedades. A **granada** é muito rara, constituindo apenas traços na Lcg, formando poucos cristais arredondados de coloração rósea. O principal mineral opaco identificado comum a todas as variedades é **ilmenita**.

Plagioclásio, apatita, ilmenita e zircão são fases precoces, juntamente com a biotita. O quartzo é relativamente precoce, visto ocorrer, embora de forma subordinada, como inclusão no plagioclásio. O feldspato alcalino é a fase mais tardia.

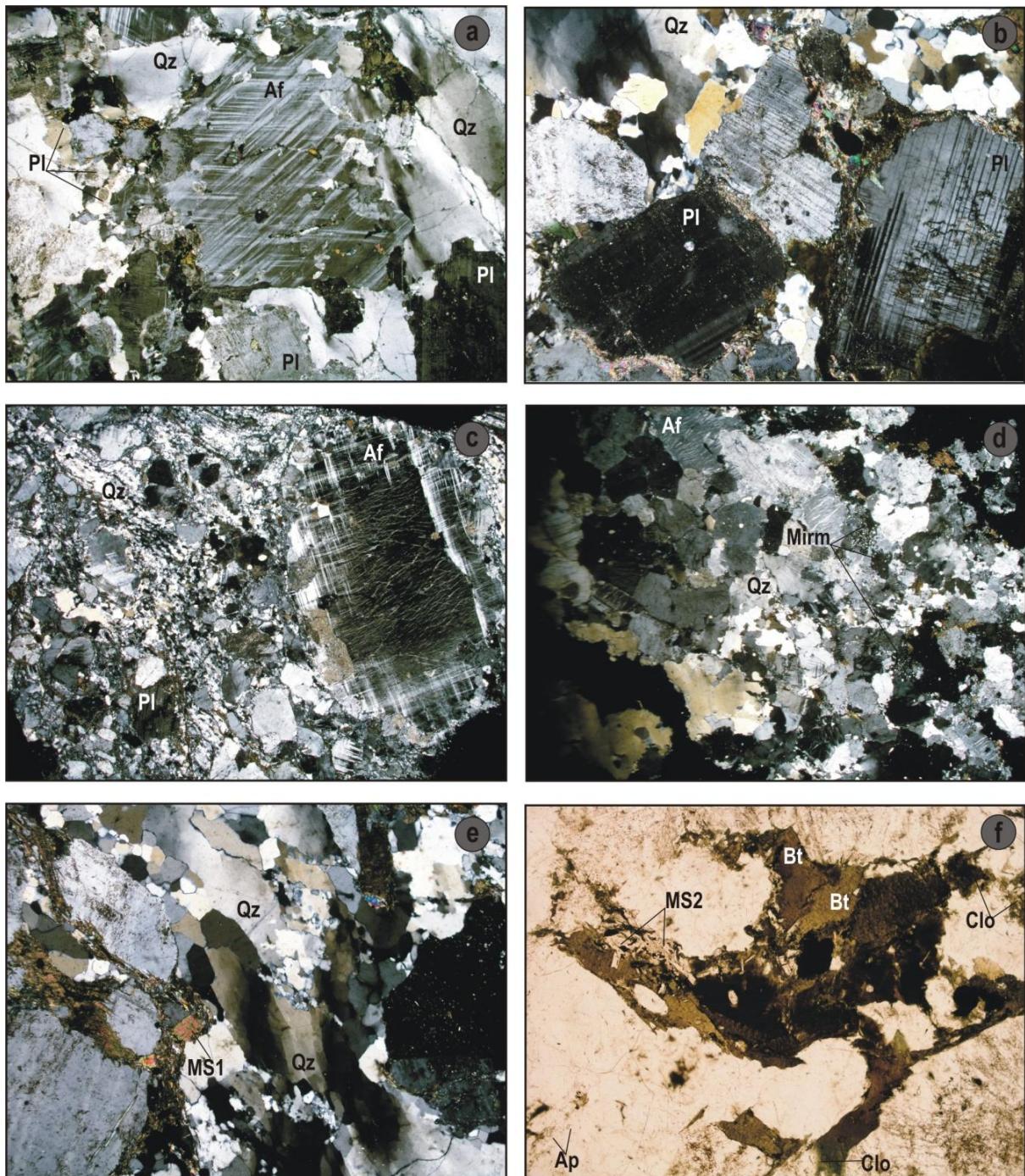


Figura 26. Aspectos petrográficos e microestruturais dos Granitóides de Quatro Ilhas. Fotos a, c e d lado maior da foto com 10,40mm e fotos b, e e f com 3,25mm. Fotos de a-e tomadas a polarizadores cruzados e foto f tomada a polarizadores paralelos: (a) megacristal de Af com dupla macla, agregados de grãos recristalizados de Pl formando um segundo tamanho de grãos na rocha, megacristais de Pl de contatos irregulares e Qz com extinção ondulante; (b) aglomeração de megacristais de feldspatos com bordas de Bt+Clo+MS2, Qz com subgrãos e agregados de Qz recristalizados; (c) megacristal de Af pertítico com borda marcada por dupla macla, geração de segundo tamanho de grão na matriz por recristalização de feldspatos e Qz e corredores de deformação formado por Qz finamente recristalizado com *bulldging* tardio tornando os contatos dos cristais crenulados e interpenetrados; (d) recristalização de grãos maiores gerando Af pertítico e bolsões mirmecíticos na matriz e Qz com extinção ondulante e formação de subgrão; (e) formação de subgrãos grandes,e recristalização do Qz, MS1 em equilíbrio com demais cristais da rocha; (f) cristais de Bt castanha em aglomerados com cloritização das bordas e geração de MS₂ fina e euédrica periférica juntamente com opacos.

Os **diques graníticos de coloração cinza e textura fina (Gcf)** sinplutônicos aos GQI são predominantemente sieno- a monzograníticos, com rara ocorrência de álcali-feldspato granitos, foliados e de texturas localmente variáveis, predominando as texturas equigranular fina a heterogranular (Fig. 25 a-d). Os feldspatos constituem os cristais de dimensões maiores nas rochas de textura heterogranular, com amplo predomínio de feldspato alcalino sobre plagioclásio. As microestruturas são similares às ocorrentes nos GQI, embora uma componente rúptil-dúctil de mais baixa temperatura seja mais destacada nos diques.

Uma ocorrência de um dique sinplutônico composto, cuja borda é composta de intercalação entre porções quartzo diorítica e porções graníticas e o centro é essencialmente granítico, é interpretado a partir das observações de campo como um dique de composição quartzo diorítica realimentado por um dique granítico. A identificação em escala micro destas feições corrobora o estabelecimento da entrada de magma de composição máfica como precoce em relação a entrada do Gcf já identificada em escala mesoscópica. Os aspectos petrográficos e microestruturais deste dique composto são apresentados na figura 26.

Dada a heterogeneidade de texturas, microestruturas entre outras características microscópicas, serão descritos os minerais que apresentam feições comuns nos diferentes corpos tabulares de Gcf e as características distintivas ou exclusivas de alguns destes serão apresentadas ao final.

O **plagioclásio** é geralmente arredondado e dificilmente se pode verificar a preservação das faces do cristal original. Apresenta maclas da Albita e Albita-Carlsbad. Extinção ondulante, subgrãos grandes, recristalização e neoformação de grãos diminutos nos limites dos grãos são comuns. Os contatos dos megacristais de plagioclásio são geralmente irregulares e sinuosos, com freqüente recristalização fina nos limites dos grãos, com evidências de redução de tamanho (Fig. 26b-d). Comumente, ocorrem em seu perímetro estreitas lentes descontínuas, compostas por grãos feldspáticos muito finos acompanhados de lamelas de mica branca (Fig. 26b-d). Inclusões são raras, sendo identificados apenas cristais euédricos de apatita. A alteração é pouco expressiva, e de distribuição irregular em alguns megacristais. O principal produto de alteração é a mica branca.

Assim como nos GQI, as microestruturas constatadas nos feldspatos sugerem um crescimento orientado dos mesmos e não são compatíveis com uma reorientação posterior de grãos primários no estado sólido. Contudo, de modo menos comum, são constatadas em algumas porções de mais alta deformação feições de deformação de estado sólido dos cristais orientados na S_0 , bem como um segundo evento de deformação sutil marcado pelo alinhamento das biotitas tardias (Fig. 26a).

A determinação dos teores de anortita nos cristais de plagioclásio foi feita opticamente em poucos grãos com sessões adequadas para a determinação, sendo os valores mais comuns An_{30-35} .

O **feldspato alcalino** ocorre tanto na forma de megacristais quanto na matriz, nas porções heterogranulares; os cristais maiores são de tamanho semelhante a ligeiramente maiores que os de plagioclásio. São pertíticos e a morfologia das micropertitas é pouco variável, predominando as do tipo fitas e fios, raramente, tranças (Fig 26b, e). A ocorrência de estrutura xadrez ou dupla macla é heterogênea, mas é um algo regular (Fig. 26e).

Os megacristais são subédricos, alongados, de arestas arredondadas. Quando orientados na foliação, têm seus planos de macla de Carlsbad subparalelos à foliação principal (Fig. 26e).

Formação de subgrãos grandes é rara, mas recristalização ao longo dos limites dos grãos é comum.

Quando não são bordejados por grãos de feldspatos menores, seu contato é direto com o quartzo finamente recristalizado, que muitas vezes forma fitas que, junto com os cristais alongados de feldspato alcalino e com a biotita, definem a foliação da rocha (Fig. 26e).

Em ambos os feldspatos, os processos de recristalização e recuperação nos limites de grãos podem ser localmente muito avançados (Fig 26a). Entretanto, são pouco proeminentes, e tendem a ser um pouco mais avançados nas rochas com mais alto grau de deformação. Pode-se observar a desorientação progressiva dos grãos finos a partir do grão parental e a sua relação de proveniência a partir da rotação de subgrãos no megacristal.

Possíveis feições de acumulação são localmente preservadas, na forma de agregados de cristais maiores de feldspatos e quartzo, com pequena quantidade de biotita castanha bordejando estes cristais (Fig. 26b-d). Nesses agregados, os contatos entre grãos são interpenetrados, límpidos ou com faixa muito estreita de grãos e biotita recristalizados.

A recristalização de megacristais de feldspatos através da rotação progressiva de subgrãos é também observada em estreitas faixas intragrão, evoluindo no sentido de progressivamente separar o megacristal em fragmentos menores, que são depois retomados pelos processos de recristalização-recuperacão nos novos limites de forma semelhante ao descrito para os GQI (Fig. 26b, d-e).

O **quartzo** ocorre na forma de agregados de grãos de morfologia lenticular e contatos crenulados recristalizados em baixa temperatura (*bulding*) (Fig. 26a, b e e) de tamanhos variados, mas predominantemente finos, bem como na forma de grãos médios neoformados por rotação de subgrão (Fig. 26d). Quando forma agregados granoblásticos finos ocorre circundando os cristais de feldspatos e junto com os cristais de biotita definem a foliação magmática (Fig. 26e).

A **biotita** é marrom esverdeada, sendo subordinada nos diques Gcf (da ordem de 5 a 10%) e bastante comum no dique composto, perfazendo junto com o anfibólio aproximadamente 50% das porções máficas. A ocorrência de biotita marrom é restrita às porções quartzo dioríticas. Nos diques Gcf é comum a ocorrência de cristais maiores, com extinção ondulante e deformados paralelos a S_0 (Fig. 26e). A transformação mais comum é para biotita fina (Bt2) que bordeja os cristais maiores e em zonas de alta deformação marca a transposição da S_0 (Fig 26a).

O **anfibólio** é restrito às porções quartzo dioríticas do dique composto. São cristais subédricos a euédricos, de coloração verde escuro. Ocorrem sempre associados aos cristais de biotita definindo bandas quartzo dioríticas de contatos irregulares a gradacionais com as bandas de composição félscica (Fig. 27b e f). É comum a transformação do anfibólio para Bt2 e também a geração de finas lamelas de muscovita secundária. A ocorrência de titanita também está ligada à transformação dos anfibólios. Epidoto é raro, mas também ocorre associado às porções máficas (Fig 27c).

Zircão é restrito aos diques Gcf e sua ocorrência é esparsa. Já a **apatita** é restrita às porções máficas, sendo de comum ocorrência.

Uma fase precoce de plagioclásio que ocorre na forma de inclusões, apatita e zircão são fases precoces, juntamente com a biotita. Anfibólio, nas porções dioríticas do dique composto, é também precoce. A segunda geração de plagioclásio e feldspato alcalino são fases principais e o quartzo é relativamente tardio, devido à sua forma intersticial.

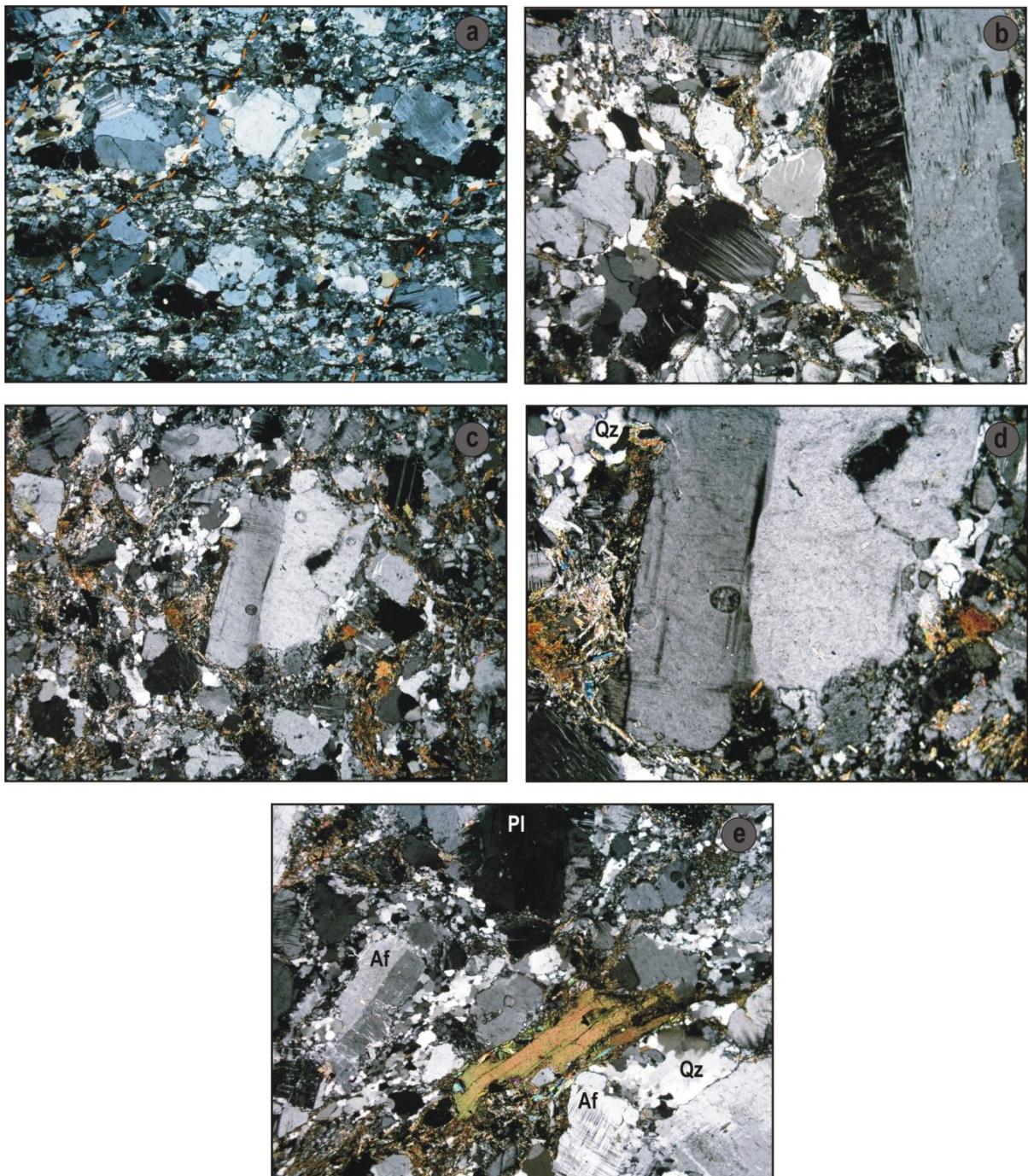


Figura 27. Aspectos petrográficos e microestruturais dos diques graníticos (Gcf) sinplutônicos aos GQI. Todas as fotos com lado maior de 3,25mm, exceto foto c de 1,30mm e tomadas a polarizadores cruzados: (a) textura equigranular com porções mais de granulação mais grossa, definidas pela aglomeração de cristais maiores de feldspatos arredondados, S_0 paralela à orientação da foto e S_m discreta em alto ângulo (pontilhados na foto), recristalização dos feldspatos (PMP-02B); (b) textura heterogranoular, micropertitas irregulares, formação de subgrãos nos cristais de feldspatos, bem como recristalização marginal, fratura sin-magnética em cristal maior de feldspato com entrada de material da matriz recristalizada e agregados de Qz recristalizado (PMP-01A); (c) contatos irregulares dos megacrystais de feldspato com recristalização marginal (PMP-01A); (d) detalhe da foto anterior mostrando recristalização marginal do cristal de feldspato e migração do limite do grão, geração de biotita fina e mica branca na periferia do cristal e agregados granoblásticos de quartzo com formação de subgrãos (PMP-01A); (e) pertitas e dupla macla nos feldspatos alcalinos, cristais alongados de feldspato alongados na S_0 , megacristal de Bt ondulado e deformado na S_0 , agregados poligonais de Qz circundando o cristal de feldspato e formando corredores de deformação (PMP-01B).

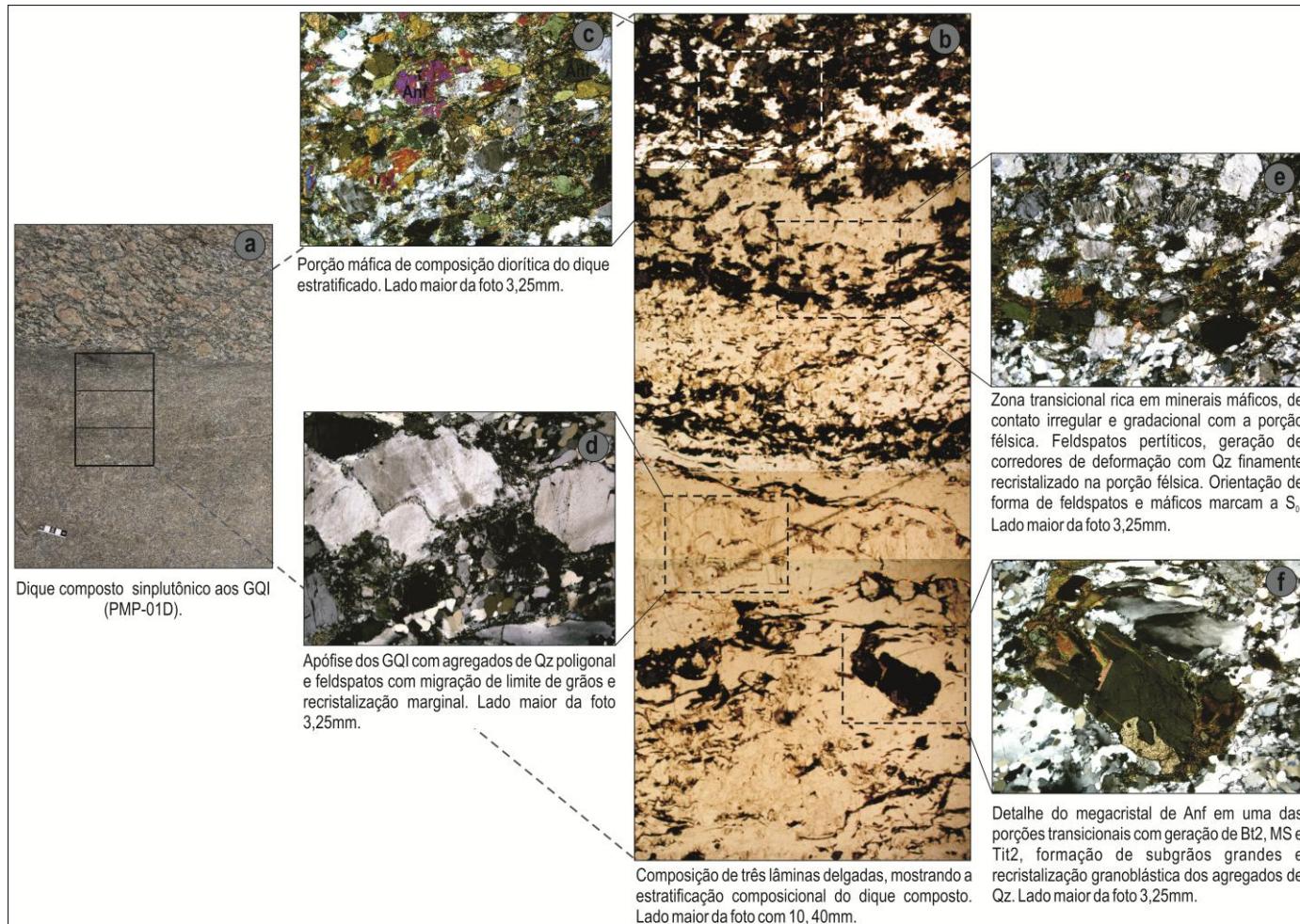


Figura 28. Aspectos geológicos, petrográficos e microestruturais do dique composto do PMP-01.

As **rochas máficas associadas aos GQI** são raras, de ocorrência restrita e distribuição esparsa. Ocorrem predominantemente na forma de *sheets* e *schlieren* máficos, na maior parte das vezes contaminados, seja por contaminação mecânica de feldspatos do GQI mecanicamente infiltrados, seja por hibridização local e restrita. As amostras coletadas nas etapas de campo compreendem um acervo pequeno, tendo em vista restrita ocorrência deste tipo de litologia na área. São predominantemente gabros a quartzo gabros, de textura equigranular média a fina, foliados, com anfibólito e biotita. Os principais minerais acessórios são titanita e zircão, apatita e ilmenita.

Anfibólito e **biotita** são as principais fases máficas e ocorrem em proporções variáveis, ora com predomínio de um, ora de outro. Nas amostras de composição gabróica o anfibólito predomina em proporções de até 60:40, considerando apenas o teor de minerais máficos. O anfibólito de coloração verde garrafa a verde claro, identificados oticamente como hornblenda, constituindo cristais subédricos a euédricos, que tendem a ocorrer na forma de agregados, associados à biotita, titanita e opacos (Fig. 29a). A **biotita** predominante tem coloração avermelhada (Bt1), formando lamelas diminutas, com extinção normal, isorientadas na foliação, e subordinadamente, na forma de placas de tamanho próximo aos dos anfibólitos. Comumente contém inclusões de **zircão**. Os produtos de transformação da biotita vermelha são: **clorita**, **biotita castanha** e **biotita verde** (Bt2), de grão muito fino, que gera como subproduto grãos muito finos e xenomórficos de **titanita**, acompanhados ou não de minerais opacos (Fig. 29a). A biotita castanha de grão fino (Bt2) parece se originar tanto da biotita vermelha (Bt1) quanto do anfibólito (Fig. 29b).

O **plagioclásio** é xenomórfico, de composição média An_{45-50} , com rara zonação aparente e maclas polissintéticas e Albite-Carlsbad. Ocorrem na forma de cristais dispersos entre os agregados de máficos, mas é também bastante comum a ocorrência em agregados intercalados com os agregados de minerais máficos (Fig. 29b), mas que não chegam a definir estratificações, nem mesmo intercalações. Muitas vezes mostram feições de deformação localizada, como maclas curvas, sombras de pressão e recristalização de biotita fina castanha ao longo dos limites dos grãos. Em geral estão orientados e junto com os minerais máficos definem a foliação da rocha. As inclusões mais comuns são de **apatita** (Fig. 29a). Em algumas amostras de quartzo gabro foram identificados cristais de **epidoto** associados à alteração do plagioclásio (Fig. 29b), muito semelhante à relação observada nas bordas quartzo gabróicas do dique composto. O grau de alteração é variável, mas em geral os cristais estão bem preservados. Quando alterados, o mais comum é seritização e formação de epidoto.

O **quartzo** é pouco frequente e corresponde no máximo a 10% do volume da rocha. Em geral são cristais muitos diminutos, que constituem corredores de deformação, onde há intensa recristalização fina dos grãos (Fig. 29b). Muitas vezes, são agregados que sugerem que os cristais de quartzo eram de tamanho maior, mas que a recristalização transformou os cristais maiores nestes agregados de tamanho de grão diminuto. *Bulding* é bastante comum, o que faz com que os contatos dos grãos fiquem crenulados e interpenetrados, e denuncia a deformação de baixa temperatura.

A **apatita** e o **zircão** são predominantemente euédricos. A apatita é mais comum nos termos dioríticos e ocorre como inclusões nos cristais de plagioclásio. O zircão ocorre em todas as rochas máficas, em geral como inclusão na biotita e mais raramente na matriz. A **titanita** é subédrica a euédrica e ocorre associada aos

agregados de minerais maficos, sendo identificada ao menos duas gerações: titanita-1 primária, euédrica, isorientada na S_0 da rocha (Tit1) e titanita-2 secundária, subédrica a xenomórfica, associada com minerais opacos, comumente ocorrente nas bordas de cristais de anfibólio, interpretada com subproduto da transformação da hornblenda.

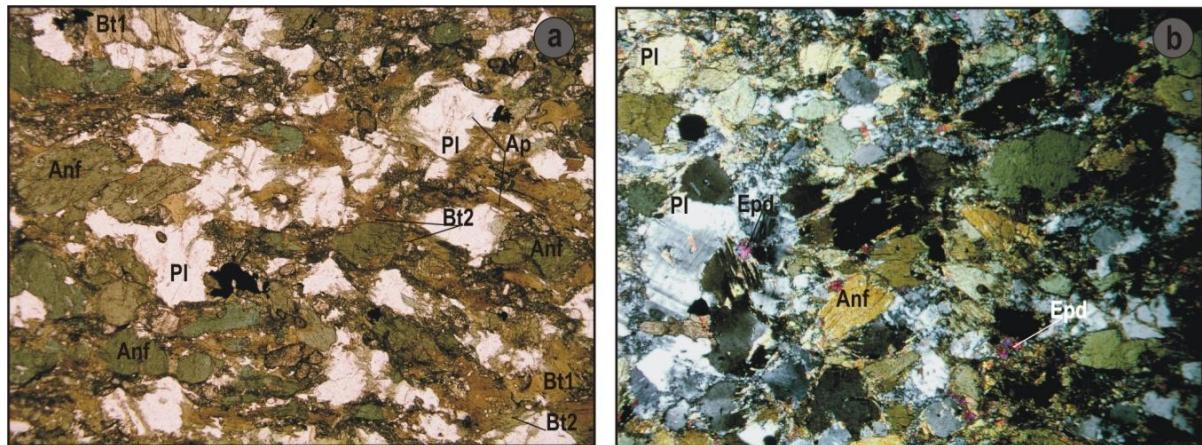


Figura 29. Aspectos petrográficos e microestruturais as rochas maficas contemporâneas aos GQI (PB-04B e PMP-02A). Em ambas as fotos lado maior da foto de 3,25mm. Foto a tomada a polarizadores paralelos e foto b tomada a polarizadores cruzados: (a) textura equigranular em diorito, maficos em agregados com Tit2 associada, inclusão de Apt em Pl; (b) textura equigranular em quartzo diorito, agregados de minerais felsicos e maficos, Pl zonado e corredores de deformação com Qz finamente recristalizado gerando um segundo tamanho de grão na rocha na porção mais felsica, geração de Epd como produto de alteração de Pl.

O **Granito Mariscal** comprehende sienogranitos foliados, com biotita e muscovita. Zircão, apatita e magnetita são os minerais acessórios mais frequentes, enquanto granada, ilmenita e turmalina ocorrem esporadicamente. A superposição de microestruturas relacionadas à cristalização por feições deformacionais é similar à descrita previamente nos Granitóides de Quatro Ilhas. A foliação principal S_0 , é marcada pelo alinhamento dimensional das micas e dos cristais maiores de feldspatos, enquanto a foliação S_m é marcada por planos de cisalhamento discretos, contendo lamelas muito finas de mica branca, acompanhadas por grãos de ilmenita e titanita igualmente finos, xenomórficos e alongados.

A textura é heterogranular média a fina, sem uma bimodalidade evidente nos tamanhos de grão, observando-se variações praticamente contínuas nos tamanhos dos feldspatos de 0,2 até 2 mm, em média. Fenocristais esparsos de plagioclásio idiomórfico a subidiomórfico de 1 a 2 cm, em média, configuram uma textura porfirítica a heterogranular de matriz média, perceptível em escala mesoscópica. Mais raramente, podem ser observados aglomerados de megacristais. Apófises e pequenas intrusões por vezes apresentam textura heterogranular fina a microporfirítica, caracterizada por microfenocristais subidiomórficos de feldspato alcalino da ordem de 0,5 mm em matriz muito fina. Os efeitos deformacionais pós-cristalização, relativos ao evento transcorrente, de mais baixa temperatura, tendem a gerar uma bimodalidade mais evidente das texturas, acentuando-se o caráter porfioclástico dos feldspatos e das micas, principalmente da muscovita.

O **feldspato alcalino** ocorre comumente na forma de grãos xenomórficos a subidiomórficos, alongados ou arredondados (Fig. 30 a-d). Inclusões de biotita, plagioclásio e zircão são comuns nos cristais maiores. Pequenos glóbulos ou gotículas alongadas de quartzo são por vezes observados em cristais tardios, especialmente abundantes nos termos muito diferenciados. As inclusões de plagioclásio, da ordem de 0,1 mm, são em geral muito alteradas (An_6), com auréolas albíticas no contato com o hospedeiro; do mesmo modo, as inclusões de biotita se encontram freqüentemente cloritizadas. Micropertitas regulares, do tipo fios e fitas, são as mais comumente observadas (Fig. 30 a, b e f), correspondendo normalmente a menos de 10% do grão. O desenvolvimento de micropertitas parece especialmente mais intenso nos cristais menores de feldspato alcalino, com freqüência formando-se apenas nas bordas dos mesmos. Em corte perpendicular à foliação principal e paralelo ao alongamento dos cristais maiores, o padrão principal de geminação é dado por maclas com morfologia em flâmula, características do tipo periclina, e subordinadamente por geminações segundo a lei de Carlsbad. Estrutura xadrez e dupla macla são mais evidentes em corte oblíquo ao maior alongamento desses cristais, sugerindo uma orientação também cristalográfica do feldspato alcalino na foliação principal. Nos termos finos a microporfiríticos é comum a ocorrência de trilhas de inclusões de minerais opacos de granulação muito fina nos microfenocristais de feldspato potássico, por vezes restritas ao seu núcleo.

Agregados mirmequíticos são em geral bem desenvolvidos, predominando os tipos marginais descritos por Phillips (1974), nas suas variedades bulbosa e planar (Fig. 30a) ocorrentes nos cristais de feldspato alcalino em contato com cristais de plagioclásio. A ocorrência de lobos de mirmequitos independentes na matriz se deve à deformação progressiva dos cristais de feldspato alcalino, que ocasiona recristalização nos limites dos grãos, propiciando a individualização dos lobos mirmequíticos. A formação de subgrãos com rotação progressiva para grãos recristalizados é pouco comum, e parece restrita a alguns cristais maiores.

(Fig. 30b). Fraturas transversais ao maior alongamento dos grãos, invadidas por material de granulação mais fina em continuidade física com a matriz, são interpretadas como microestruturas geradas antes da cristalização completa do líquido magmático. Recristalização em fissuras intragrão é relativamente abundante, bem como recristalização marginal, formando estruturas manto-núcleo, mas a desorientação progressiva dos grãos finos não é claramente observada. Extinção ondulante é comum, bem como a presença de sombras de pressão compostas por agregados de quartzo granoblástico (Fig. 30b-c).

O **plagioclásio** predominante é xenomórfico, de composição média An_{18-20} , sem zonação aparente e com maclas polissintéticas ausentes ou mal definidas. Grãos finos da matriz variam no intervalo An_{18-20} nos termos menos diferenciados, até An_{2-11} nos mais diferenciados. Variedades microporfíriticas, que são em geral mais diferenciadas, podem apresentar microfenocristais de plagioclásio com composição An_{2-5} . Inclusões são pouco freqüentes, e compreendem biotita, zircão e, mais raramente, quartzo globular. As estimativas dos teores de anortita foram todas realizadas por microssonda eletrônica no trabalho de Bitencourt (1996).

Uma geração de fenocristais de plagioclásio com tamanho maior que 3 mm é constatada em algumas amostras, destacando-se por seu caráter subidiomórfico, composição mais cárcea e zonação acentuada, às vezes mostrando aglomerados de grãos menores no seu contorno. A determinação da composição desses cristais é dificultada, tanto por sua ocorrência restrita como pelo seu grau de alteração avançado, principalmente nos núcleos de cristais zonados. Por isso, as composições determinadas (An_{22-29}) são consideradas míнимas, sendo os cristais originais possivelmente ainda mais cárceos (Bitencourt, 1996). A presença de cristais desse tipo também em agregados glomeroporfíriticos de escala mesoscópica, bem como as características geoquímicas do grupo de amostras que os contém, sugerem a atuação de processos de acumulação e/ou assimilação na sua gênese. Agregados glomeroporfíriticos de escala microscópica são raramente observados. Uma interpretação alternativa, relacionando os mesmos a xenocristais, resíduos de fusão de rochas metamórficas, é desfavorecida pelo seu caráter zonado e maclado, com maclas do tipo albita e albita-Carlsbad bem definidas, mais compatíveis com a morfologia comum do plagioclásio ígneo. Entretanto, independente da gênese desses agregados glomeroporfíriticos, uma população de plagioclásio mais precoce é regularmente observada no Granito Mariscal, em geral mais alterada, zonada, e raramente contendo inclusões de plagioclásio ainda mais alterado. Nesta linha de interpretação, a ocorrência de inclusões globulares de quartzo, dispostas em torno de um núcleo mais cárreo e mais alterado, pode marcar o limite entre a cristalização precoce e a mais tardia, contemporânea à do feldspato alcalino.

Microestruturas relacionadas à deformação do plagioclásio em alta temperatura são muito raras quando comparadas às do feldspato alcalino. Apenas ocasionalmente são identificados subgrãos com rotação progressiva para grãos recristalizados. Entretanto, extinção ondulante é comum, bem como sombras de pressão preenchidas por agregados de quartzo granoblástico.

O grau de transformação dos feldspatos é variável, mas tende a ser, em termos comparativos, mais avançado no plagioclásio que no feldspato alcalino, atingindo um extremo nas inclusões e cristais precoces, mais cárceos. Ambos geram principalmente mica branca disseminada ou ao longo das clivagens. Adicionalmente, geram-se albita e pequenas quantidades de epidoto a partir do plagioclásio. A maior

quantidade de epidoto observada nos cristais de plagioclásio de características texturais indicativas de cristalização precoce é também sugestiva de sua composição original mais cárcea.

Feições relacionadas à deformação de mais alta temperatura desta unidade, como a formação de subgrãos e recristalização de feldspatos por rotação progressiva, são similares às observadas nos GQI. Entretanto, tais feições são mais raras e localizadas, em particular no que se refere ao plagioclásio, o que Bitencourt (1996) atribui a três fatores, alternativa ou conjuntamente: (i) a energia deformacional foi amplamente propagada através de processos difusivos, traduzindo-se antes em transformações minerais que permitiram equilibrar a rede sem acumular deslocações; (ii) o *strain softening* efetivou-se pela deformação das micas, em especial a muscovita, relativamente abundante, que apresenta maior facilidade de deslizamento intracristalino (Bell e Wilson, 1981) e tem a mesma ordem de tamanho dos feldspatos (Fig. 30d); (iii) a intrusão desta unidade ocorreu quando o campo tensional já havia ultrapassado seu pico. Adicione-se a isto os efeitos da deformação transcorrente, mais amplamente impressos nestas rochas, que podem ter, em grande parte, obliterado microestruturas previamente formadas. Em zonas de alta deformação transcorrente, ambos os feldspatos ocorrem como porfiroclastos com rotação horária (Fig. 30c), embora o feldspato alcalino seja mais comum nesta condição, o que pode ser também resultado de sua maior abundância na rocha original, principalmente na condição de fenocristal.

O **quartzo** é predominantemente granoblástico poligonal, com tamanho médio de 0,1 a 0,2 mm, em geral disposto na forma de fitas. Em termos microestruturais, é similar ao dos GQI, mas os cristais grandes, com padrão *chessboard*, são mais raros, bem como os cristais grandes que ainda preservam suas identidades, embora apresentem formação de subgrãos e bandas de deformação.

Muscovita e biotita (Bt1 e Ms1) ocorrem em proporções relativas variáveis, ora predominando a primeira, ora a última. Ambas são, em geral, bem formadas e de tamanho compatível com o dos feldspatos. A presença de inclusões de biotita em muscovita, bem como a relação inversa, embora mais rara, sugerem sua contemporaneidade (Fig. 30e). Ambas podem conter, ainda, inclusões de zircão e de apatita. É comum observar as micas deformadas, onduladas ou formando *kinks* (Fig. 30d e f). A geração de micas secundárias (Bt2 e Ms2) é bastante comum, sendo sua origem tanto a partir da biotita quanto da muscovita (Fig. 30f). A muscovita secundária é responsável por marcar a deformação do estado sólido tardia, que entra em baixo ângulo com a S_0 ou a transpõe.

Plagioclásio, apatita, e zircão são fases precoces, juntamente com a biotita. O quartzo é relativamente precoce, visto ocorrer, embora de forma subordinada, como inclusão nos feldspatos, mas também ocorre em uma geração tardia. O feldspato alcalino ocorre em duas gerações, sendo uma pouco expressiva precoce e outra mais expressiva tardia.

O **zircão**, principal mineral acessório, é geralmente prismático arredondado, sendo a **apatita** e a **turmalina verde** subordinadas. A **granada** é muito rara e, quando ocorre, está em parte substituída por clorita, dificultando a determinação de sua composição.

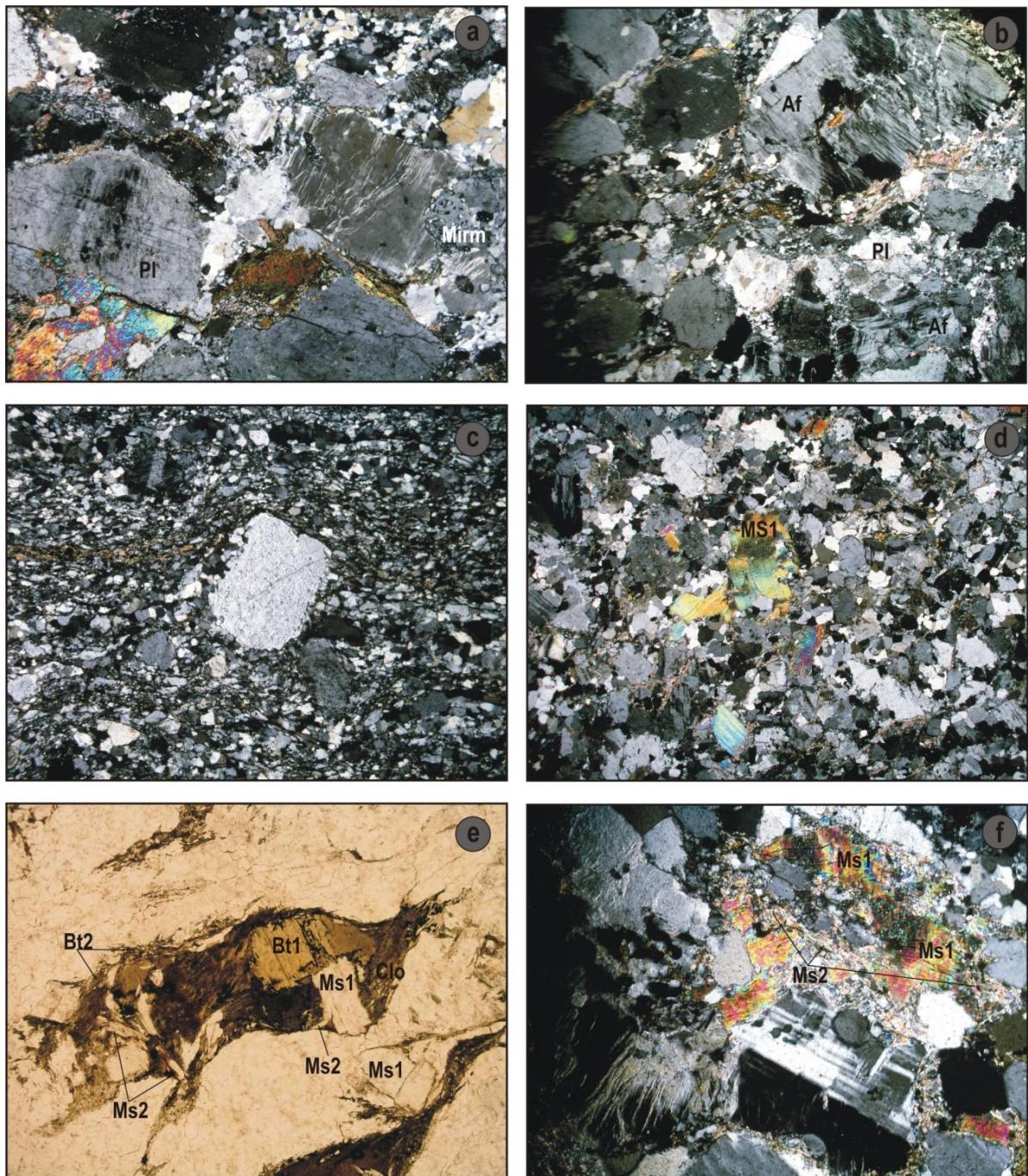


Figura 30. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Mariscal. Fotos b e d, lado maior da foto de 10,40mm, fotos a, c e e de 3,25mm e foto f de 1,30mm. Todas as fotos tomadas a polarizadores cruzados, exceto a foto e tomada a polarizadores paralelos: (a) textura heterogranular do GM com cristais maiores de feldspatos arredondados, Af com pertitas do tipo fio, formação de mirmequitos de borda de grãos e agregados de Qz com recristalização granoblástica poligonal, Ms1 e Bt1 cloritizada; (b) micropertitas regulares, formação de subgrãos nos cristais de feldspatos, bem como neoformação de grãos por rotação de subgrãos nos Afs, fratura sin-magmática em cristal maior de Af com entrada de material da matriz recristalizada e formação de sombra de pressão de Qz+Bt2 nos cristais maiores; (c) GM em zona de alta deformação mostrando porfiroclasto de feldspato rotado com sombra de pressão indicando sentido horário de movimento e matriz fortemente cominuída; (d) cristal de Ms1 deformado, destaque para o tamanho deste cristal que se equipara ao dos feldspatos, recristalização granoblástica poligonal do Qz e recristalização local de feldspatos; (e) Bt castanha cloritizada, com pequenos cristais de mineral opaco resultantes da alteração, Ms1 da mesma ordem de tamanho da Bt1 e Ms2 e Bt2 se formando às expensas da Bt1; (f) megacristais de feldspatos, Ms1 deformada mostrando o *strain softening* nas micas primárias e geração de Ms2 a partir da Ms1 nas áreas com maior grau de deformação.

3 Região de Camboriú

O **Granito Rio Pequeno** (GRP) abrange predominantemente monzo- a sienogranitos foliados, de granulação grossa a muito grossa, textura porfirítica (Fig. 31a). Cerca de 40-60% de megacristais de feldspatos de até 5 cm estão contidos em matriz média a grossa, composta por feldspatos, quartzo e biotita, com esparsa ocorrência de anfibólio. Allanita, apatita, titanita, epidoto, ilmenita e zircão são os principais minerais acessórios.

A foliação magmática (S_0) é marcada pelo alinhamento de forma de cristais de feldspatos e lamelas de biotita.

Os megacristais de **plagioclásio** ($An_{21\text{ a }28}$) são subédricos com arestas arredondadas. A característica mais notável é a zonação normal de grande parte dos cristais e a presença comum da macla da Albita (Fig. 31b). Feições de deformação de mais alta temperatura são raras, ocorrendo apenas alguns cristais com extinção ondulante e maclas onduladas ou *kink*. Os cristais da matriz são subédricos, sendo alguns bastante arredondados, com macla da Albita constante. Alguns agregados da matriz parecem ter sido formados por recristalização ou por rotação progressiva de subgrãos. Contudo, estas feições são raramente constatadas e apenas em zonas de mais alta deformação. Alguns cristais mostram fraturas sin-magmáticas preenchidas por material com evidente continuidade ótica com a matriz (Fig. 31b). Plagioclásio com morfologia celular é raramente identificado, mas sua presença é sugestiva de processos de mistura de magmas atuantes na evolução do GRP, conforme os processos apresentados por Hibbard (1995).

Os megacristais de **feldspato alcalino** são em geral arredondados e maiores que os cristais de plagioclásio. Cerca de 15% de pertitas do tipo fios e fitas, evoluindo localmente para tranças (Fig. 31d) são características diagnósticas comuns destes megacristais. Mirmequitos de borda de grão e dupla macla são também feições comumente identificadas. A formação extensiva de mirmequitos nas arestas e bordas dos cristais em contato com plagioclásio e, em casos mais extremos, em todo o entorno do grão, são responsáveis pela morfologia arredondada dos cristais maiores de feldspato alcalino verificada em mesoescala. Extinção ondulante é freqüente, acompanhada ou não de formação de subgrãos nas bordas dos cristais. Também é observado a formação de novos grãos nas bordas dos megacristais que podem ser relacionados a tendência de separar as fases sódicas e potássicas recristalizadas, que gera diminutos cristais de albita perigranular ao redor de cristais de feldspato potássico de aspecto límpido. Alguns megacristais contêm subgrãos grandes, sugestivos de alta temperatura de deformação (cf. Vernon, 2004 p. 326). A progressão de grãos para subgrãos rotacionados é ocasionalmente encontrada nas bordas dos cristais. Os cristais da matriz são xenomórficos, por vezes formando agregados de grãos equidimensionais recristalizados. Fraturas transgranulares cicatrizadas por material da matriz são comuns. Inclusões de apatita, plagioclásio e biotita, e mais raramente de quartzo apontam para o caráter tardio de cristalização dos megacristais (Fig. 31c).

O **quartzo** ocorre comumente na matriz, na forma de cristais intersticiais límpidos ou com extinção ondulante e mais raramente com formação de subgrãos grandes (Fig. 31a e b). Extinção ondulante e formação de subgrãos são feições raras, contudo subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez são identificados, sugerindo deformação em alta temperatura (Kruhl, 1996). Em geral, subgrãos com este padrão são reliquias, uma vez que é intensa a formação posterior de subgrãos prismáticos e de *bulding* de baixa temperatura sob os grão menores, tanto nos cristais pequenos da matriz como nas bordas de raros cristais

maiores, o que tende a obliterar o registro deste padrão indicativo de deformação de alta temperatura. Feições de recristalização estática são abundantes em aglomerados da matriz, o que muitas vezes confere um aspecto globular aos cristais destes agregados.

A **biotita** verde escuro a marrom é a principal fase máfica (Bt1). Ocorre predominantemente na forma de agregados de distribuição irregular (Fig. 31a,b e f). O conteúdo de biotita é amplamente variável nas diferentes amostras analisadas; com média de 5-7%, mas a variação se estende de 3-4% (variedades leucograníticas) até 15% (variedades com IC=12-15). É comum observar inclusões de zircão com desenvolvimento de destacados halos pleocróicos.

Em raras amostras foi constatada a presença de anfibólio verde escuro, identificado como **hornblenda** (Fig. 32a-b), que está geralmente em desequilíbrio, sendo transformada em biotita castanho avermelhada ou na forma de núcleos reliquias com relevo destacado e clivagens a 120° características dentro da biotita. A geração de biotita castanho avermelhada secundária (Bt2) se dá tanto a partir da transformação da biotita marrom, quanto do anfibólio, quando presente. As relações desenvolvidas entre a biotitas secundária (Bt2) e a primária (Bt1) e/ou anfibólio não permitem traçar um quadro definitivo de proveniência da Bt1 diretamente da transformação do anfibólio e nem mesmo uma relação inequívoca sobre a origem da Bt2. Contudo, as relações minerais sugerem a biotita verde a marrom como Bt1 e a biotita avermelhada como Bt2, sendo esta designação apenas temporal e não genética. A alteração dos agregados máficos, com geração de **epidoto** (Epd2), **clorita**, **ilmenita**, **sulfetos** e **titanita** xenomórfica (Tit2), é sempre constatada e, em geral, bastante intensa (Fig. 31c e e).

A **allanita** é a principal fase acessória, formando cristais grandes, euédricos e de coloração alaranjada, na maior parte das vezes zonados (Fig. 32f), muitas vezes com núcleos metamácticos, chegando até 1-1,5 mm de tamanho, podendo apresentar bordas de epidoto (Fig. 32c-e). O **zircão** é geralmente prismático e mais raramente tem formas arredondadas. **Apatita**, **titanita** e **epidoto** incolor a verde com hábito prismático são acessórios subordinados.

Plagioclásio, apatita, zircão, allanita e titanita são fases precoces, juntamente com a biotita e o epidoto prismático que parece primário. O quartzo é relativamente precoce, visto ocorrer, embora de forma subordinada, como inclusão no feldspato alcalino, mas também ocorre em uma geração tardia com caráter claramente intersticial, perfazendo grande parte da matriz. O feldspato alcalino ocorre em duas gerações, sendo uma pouco expressiva precoce e outra mais expressiva tardia, representada pelos cristais grandes e ovóides. A allanita não é comumente identificada como inclusão em nenhuma outra fase mineral e é sempre observada na matriz, o que torna sua colocação na ordem petrogenética um pouco dúbia.

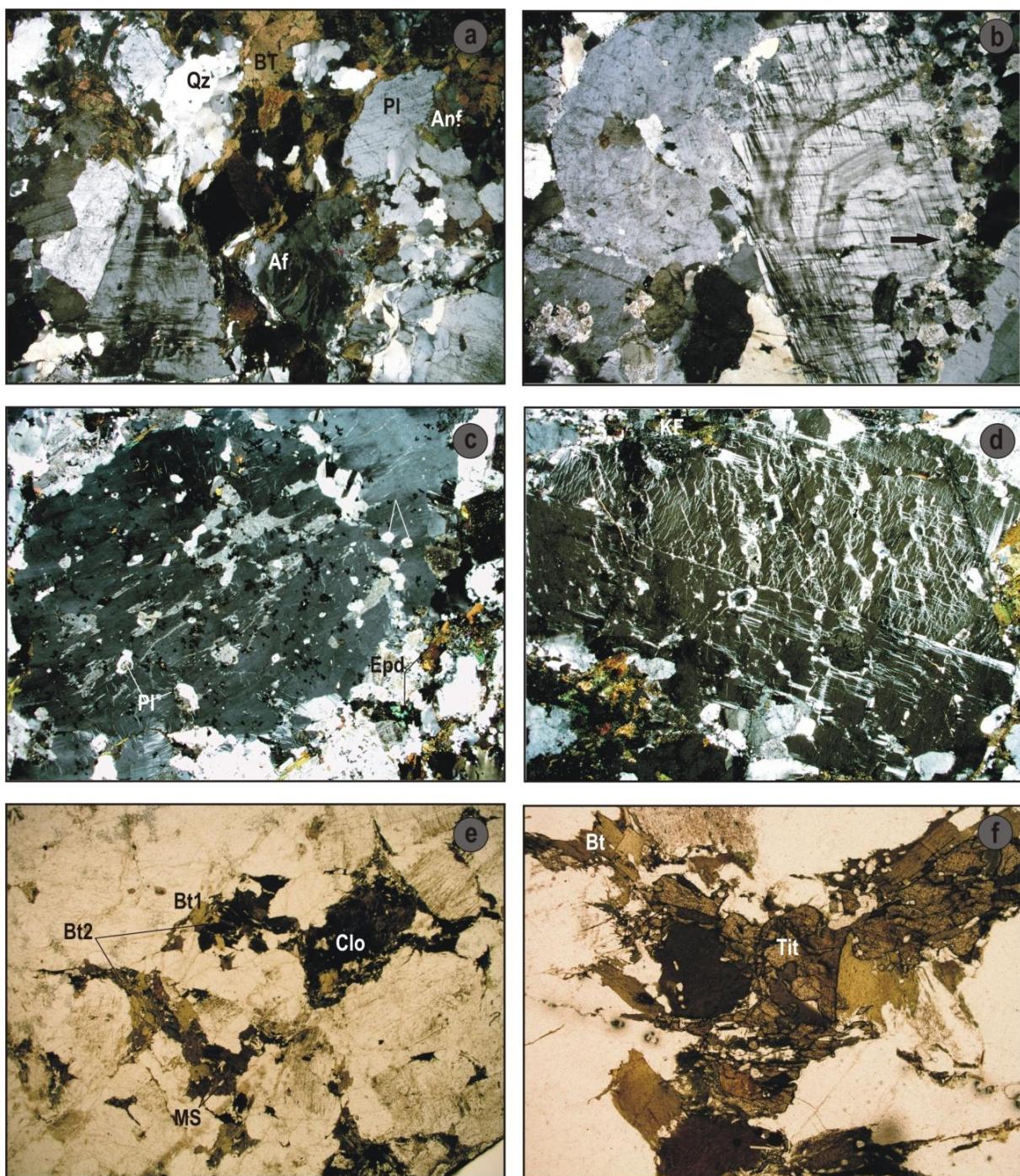


Figura 31. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a, b, c e d de 10,40mm, em c e e 3,25mm. Fotos de a-d tomadas a polarizadores cruzados e foto e-f tomadas a polarizadores paralelos: (a) textura heterogranular da matriz da rocha; (b) megacristal de Pl zonado com fratura sin-magmática preenchida por material recristalizado da matriz (indicado na foto com a seta); (c) megacristal de Af com inclusões variadas mostrando seu caráter tardio e formação de Epd como produto de alteração do Pl; (d) megacristal de Af com pertitas dos tipos fios e tranças; (e) maficos em agregados, geração de Bt2 e MS a partir da Bt1 e cloritização dos minerais maficos; (f)detalhe dos minerais maficos associados a de Tit1 bem formada.

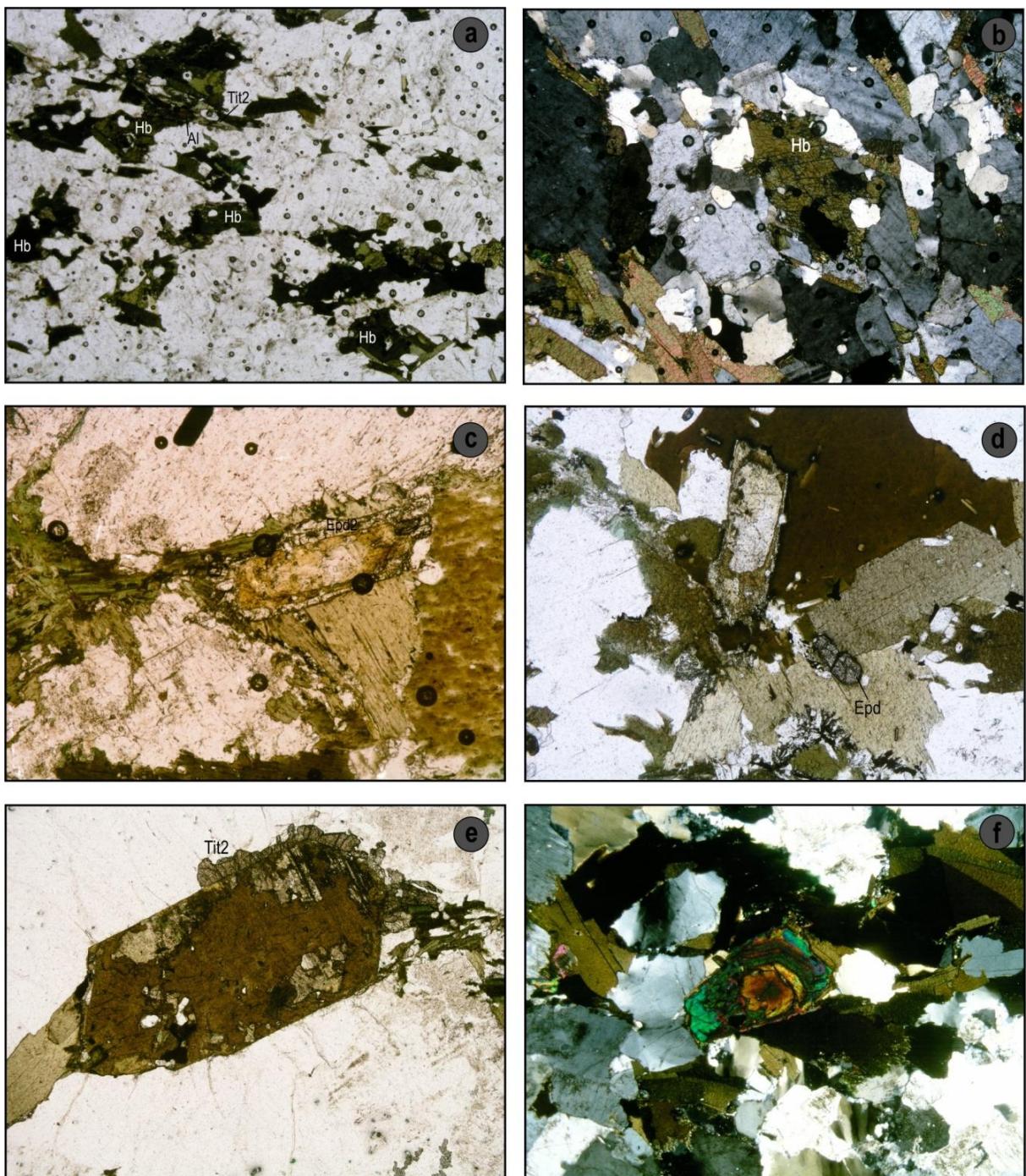


Figura 32. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a e f de 5,20mm, em b e e 3,25mm, c com 1,63 mm e d com 2,03mm. Fotos de a e f tomadas a polarizadores cruzados e demais fotos a polarizadores paralelos: (a) trilhas de maficos marcando a S_0 da rocha e ocorrência de Hb associada à Bt1, Tit2 e Al; (b) Hb bem formada e preservada na matriz da rocha; (c) cristal grande de Al euédrica com borda de Epd; (d) cristais euédricos de Al e Epd; (e) cristal euédrico de Al com coroa de Ti2 (?), relictos de anfibólito associados à Bt2; (f) cristal de Al bem formado e zonado na matriz da rocha.

Os **diques máficos sinplutônicos ao Granito Rio Pequeno** compreendem monzodioritos e quartzo monzodioritos (IC=30-40), granodioritos e monzogranitos (IC=20); esta variação composicional se refere apenas à proporção modal de minerais e pode refletir os diferentes graus de interação com o GRP. Os diques são predominantemente equigranulares médios, localmente heterogranulares e foliados (Fig. 33a-f). Estratificações são notáveis, mas estas estratificações são pequenas e parecem ser segregações e/ou aglomerações decorrentes do fluxo magmático, pois não são cíclicas, regulares e nem contínuas (Fig. 33b). A ocorrência de feldspatos mecanicamente infiltrados é comum, bem como a ocorrência de xenólitos do GRP, que são identificáveis em microescala, comumente bordejados por cristais diminutos de biotita em ângulo com a foliação magmática (Fig. 31c). Os principais minerais acessórios são allanita, zircão, titanita, ilmenita e apatita.

O **plagioclásio** ocorre na forma de cristais subédricos a arredondados com teores de An_{27-36} para os diques de composição monzodiorítica e An_{14-24} para os diques de composição granítica. Zonação normal ocorre, embora não seja comum. A macla da Albite é uma feição bastante comum. Feições de deformação de alta temperatura não foram identificadas e os contatos dos cristais são bem formados sem evidências de recristalização periférica, exceto quando os contatos são serrilhados devido ao desenvolvimento de *bulding* nas bordas dos cristais, evidenciando deformação de baixa temperatura. A sericitização é frequente e muitas vezes é a alteração diferencial que denuncia a existência de zonação normal.

O **feldspato alcalino** ocorre na forma de cristais límpidos, com pertitas do tipo fios e fitas, mais raramente manchas, que perfazem não mais que 10% do grão, e com a dupla macla, muitas vezes mal formadas e descontínuas. Alguns cristais mostram recristalização fina de quartzo ao longo dos limites dos grãos (Fig. 33d), mas no geral os cristais possuem contatos bem definidos.

O **quartzo** ocorre tanto na forma de cristais grandes como como pequenos cristais que ocorrem na forma de agregados, todos intersticiais. Os cristais grandes, são da ordem de 1.5 mm e em geral possuem subgrãos grandes, inclusive do tipo tabuleiro de xadrez, indicativo de deformação em alta temperatura (Fig. 33d). Os cristais pequenos, da ordem de 0.3 a 0.5 mm ocorrem na forma de corredores de quartzo finamente recristalizado com *bulding* sobreposto (Fig. 33d). Estes agregados são, comumente, segmentos dos cristais grandes com formação de subgrãos e formam corredores que se projetam destes cristais maiores e se amoldam, circundando os cristais de feldspato da rocha (Fig. 33d). Nas rochas de composição diorítica ocorre apenas como grãos esparsos e intersticiais, com formação de subgrãos grandes (Fig. 33a-b).

A **biotita** vermelha a castanha é o único mineral máfico identificado e sua forma de ocorrência mais comum é em *clusters* e trilhas. São *clusters* pequenos, com aproximadamente 1 a 2 mm, normalmente desmembrados e distribuídos de maneira esparsa na rocha, comumente associados a zircão, titanita e minerais opacos, e menos comumente à muscovita fina secundária (Ms2) (Fig. 33e, f). Biotita vermelha de grão fino parece fazer parte de uma outra geração. Quando identificada, a sua derivação a partir da biotita primária, é designada Bt2. Contudo, esta caracterização é mais uma vez apenas cronológica, sem nenhum cunho genético, pois ocorrem alguns cristais finos de biotita que parecem não serem gerados a partir da biotita primária. A ocorrência de biotita é muita variável nos diversos diques, sendo os conteúdos médios de 20-30%. A biotita está em geral bem preservada, sendo rara a ocorrência de cloritização.

Allanita, zircão e apatita são abundantes e comumente euédricos (Fig. 33f).

Plagioclásio, zicão, apatita e biotita são fases precoces. O caráter intestinal dos cristais de quartzo e a presença de inclusão das fases precoces nos cristais de feldspato alacialino colocam estes dois minerais como fases de caráter tardio. Assim como no GRP, a allanita não é comumente identificada como inclusão em nenhuma outra fase mineral e também não contém inclusões de outras fases, e é sempre observada na matriz, o que torna seu posicionamento na ordem petrogenética um dúvida.

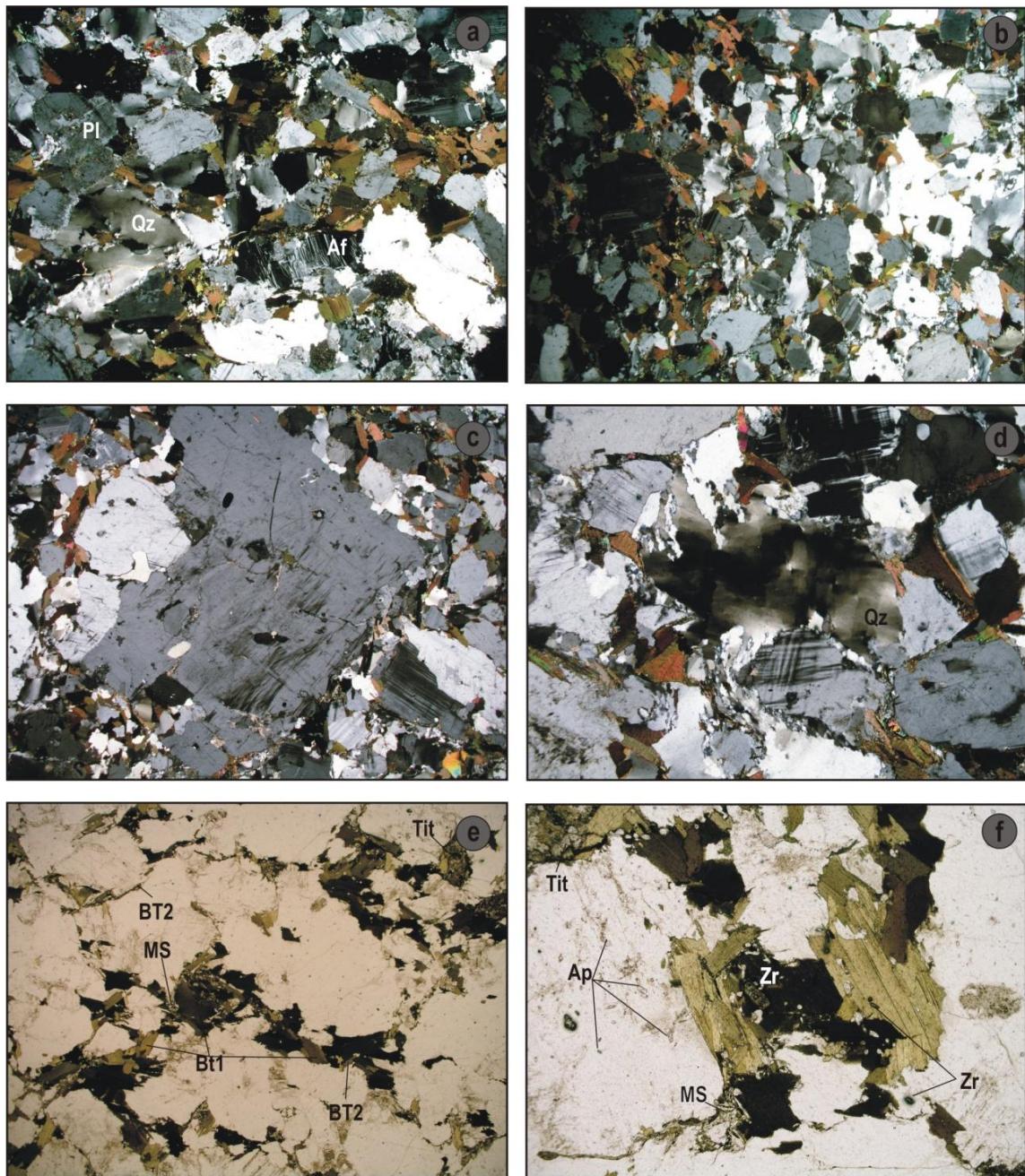


Figura 33. Aspectos petrográficos e microestruturais dos diques sinplutônicos no Granito Rio Pequeno. Lado maior das fotos a, b, c e e de 10,40mm e fotos d e f de 3,25mm. Fotos de a-d tomadas a polarizadores cruzados e foto e-f tomadas a polarizadores paralelos: (a) textura equigranular fina a média em dique quartzo diorítico, subgrãos grandes no Qz, pertitas do tipo fio nos Afs, Pl alterado e S_0 incipiente marcada pelo alinhamento de forma de cristais de Bt e feldspatos (PMP-07B); (b) microintercalações de porções mais ricas em máficos com porções mais ricas em félscicos e S_0 marcada pela orientação de forma dos cristais de biotita (PMP-07B); (c) microxenólito circundado por finos cristais de Bt de disposição discordante da S_0 (PMP-07B); (d) Qz com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez, recristalizado formando corredores nas margens dos cristais de feldspato (PMP-07B); (e) máficos em agregados de distribuição esparsa e relação das diferentes fases de geração da Bt com Tit e MS em dique granítico (PMP-09A); (f) principais minerais acessórios e geração de MS tardia a partir da Bt1 (PMP-09A).

O **Granito Serra dos Macacos** (GSM) compreende biotita sieno- a monzogranitos com muscovita, fracamente foliados, de textura predominantemente equigranular média a fina, hipidiomórfica, com pórfiros esparsos de feldspatos de 1 cm de tamanho (Fig. 34b, d, f). É comum a ocorrência de xenocristais, bem como xenólitos do GRP no GSM identificáveis na também em microescala. No caso dos xenocristais, os contatos são normalmente irregulares, sendo comum a ocorrência de finos cristais de biotita nas suas bordas dos mesmos, e estão normalmente deslocando a foliação ou com cristais da matriz se amoldando aos seus contornos (Fig. 34c).

Zircão, allanita, apatita, magnetita e titanita são minerais acessórios comuns. Epidoto é comum como produto de alteração do plagioclásio, sobretudo no núcleo dos cristais (Fig. 34a e d); contudo, existe uma geração de epidoto que parece texturalmente primária, mas estas relações são ainda dúbeas e não permitem uma identificação decisiva.

A foliação magmática (S_0) é mal definida, sendo raramente identificada pelo alinhamento dimensional das micas e dos cristais maiores de feldspatos. A superposição de microestruturas relacionadas à cristalização por feições deformacionais não foi constatada, sendo as microestruturas identificadas correlatas à deformação magmática de alta temperatura sobreposta em alguns locais por um evento de mais baixa temperatura, denotada pela existência de *bulging* em cristais recristalizados de quartzo.

O **plagioclásio** é predominante subidiomórfico, com zonação normal freqüente, bem como maclas polissintéticas (Fig. 24b). É comum observar o núcleo dos cristais com alteração diferencial, sendo esta uma forma comum de identificação da zonação normal (Fig. 34b, d, e). Os cristais maiores, de 2 a 3mm de tamanho em média, mostram sobrecrecimentos muitas vezes com truncamentos das linhas de crescimento bastante evidentes, o que sugere mais de uma fase de crescimento para estes cristais. Estes crescimentos têm continuidade ótica com a parte interna dos cristais, mas se pode observar um contato abrupto entre o centro do cristal e o sobrecrecimento (Fig. 34b, d), bem como a alteração diferencial das porções internas em relação às externas. Inclusões são pouco freqüentes, mas quando presentes compreendem biotita, apatita e mais raramente cristais de epidoto euédrico, bem formado, que parece ser primário. Uma geração de megacristais de plagioclásio com tamanho maior (até 4mm) é constatada em algumas amostras, destacando-se por seu caráter idiomórfico, zonação acentuada e muitas vezes de distribuição irregular. O teor médio de An_{16-20} , mas nos cristais maiores os estes teores são algo mais elevados, da ordem de An_{18-25} . Estes cristais maiores são interpretados como cristais precoces cristalizados no próprio magma granítico. Uma interpretação alternativa, relacionando os mesmos a xenocristais oriundos de resíduos de assimilação ou restos de fusão de rochas metamórficas é desfavorecida pelo seu caráter zonado e pela presença, mesmo que restrita de maclas, mais compatíveis com a morfologia comum do plagioclásio de origem magmática. Também é dificultada a correlação destes cristais com restos de assimilação de porções do GRP, observadas em meso e microescala, pois não são comuns megacristais de plagioclásio com zonação bem definida no GRP. Entretanto, independente da gênese desses megacristais, estes parecem uma diminuta população de plagioclásio mais precoce, em geral mais alterada e zonada, e raramente contendo inclusões (Fig. 34b, d, e). Nestes cristais é comum a ocorrência de alteração diferencial dos núcleos, seja por argilização ou sericitização acompanhada ou não de geração de epidoto secundário.

O **feldspato alcalino** ocorre comumente na forma de grãos subidiomórficos límpidos, alongados ou arredondados, de contatos irregulares a rendilhados com os demais cristais da rocha. Micropertitas irregulares do tipo fios são as mais comumente observadas. Dupla macla é também comum (Fig. 34a, b). As inclusões mais comuns são de biotita fina e diminutos cristais de plagioclásio.

O **quartzo** ocorre na forma de grãos pequenos, com aproximadamente 0.3 a 0.5 mm de tamanho, é xenomórfico e tem com freqüência extinção ondulante e formação de subgrãos grandes, sendo a geração de subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez bastante comum (Fig. 34b, e). Localmente ocorre na forma de agregados granoblásticos que denunciam a recristalização de grãos anteriormente grandes (Fig. 34e). Os contatos rendilhados com os demais grãos da rocha denunciam *bulging* resultante de deformação de baixa temperatura (Fig. 34b, d).

A **biotita** é a única fase máfica da rocha. É verde escura a castanha e ocorre tanto na forma de agregados de grãos finos, definindo *clusters* ou *clots* identificados também em mesoescala, como lamelas dispersas na rocha (Fig. 34d, f). O conteúdo de biotita é variável nas diferentes amostras analisadas, sendo a média de ocorrência da ordem de 5 - 8%. É comum a ocorrência de titanita, zircão e minerais opacos associados à biotita (Fig. 34f); menos comumente pode ocorrer apatita euédrica. Cloritização é restrita, mas ocorre em alguns cristais, sobretudo na periferia de grãos, sendo raros os casos de pseudomorfose. Muscovita tardia (Ms2) se gera a partir da biotita, mas não é um processo comum e nem extensivo a todas as amostras (Fig. 34f). A muscovita tardia (Ms2) em geral mostra alguma relação com a biotita, sejam relictos da biotita nas clivagens, seja sua ocorrência ligada aos limites dos grãos da biotita onde a mesma onde ocorre algum processo de transformação. Raros cristais de **muscovita** (Ms1), da mesma ordem de tamanho das biotitas ocorrem orientados na foliação, sem relação nenhuma com a biotita. A muscovita considerada primária ocorre na forma de grãos finos disseminados na rocha e não ultrapassa conteúdos da ordem de 3%.

O **zircão** é geralmente prismático ou arredondado e a **apatita** forma prismas curtos ou formas aciculares. Ambos perfazem os principais minerais acessórios. A **allanita**, que forma cristais grandes euédricos de coloração alaranjada, e a **titanita** euédrica são acessórios subordinados.

Plagioclásio, feldspato alcalino, apatita, zircão, allanita e titanita são fases precoces, juntamente com a biotita. O quartzo é relativamente tardio, pois embora seus contatos originais estejam muitas vezes obliterados pela extensa formação de subgrãos e *bulging*, se pode em alguns locais observar a forma originalmente intersticial a arredondada dos cristais maiores. Também não foram constatadas inclusões de quartzo em nenhuma das outras fases minerais, o que o coloca como tardio em relação à ordem de cristalização do GSM. Uma segunda geração de feldspato alcalino é constatada na matriz da rocha, sem inclusões e menos alteradas que as precocemente formadas, o que indica que a cristalização destes feldspatos se dá num contínuo desde fases mais precoces, até as fases mais tardias.

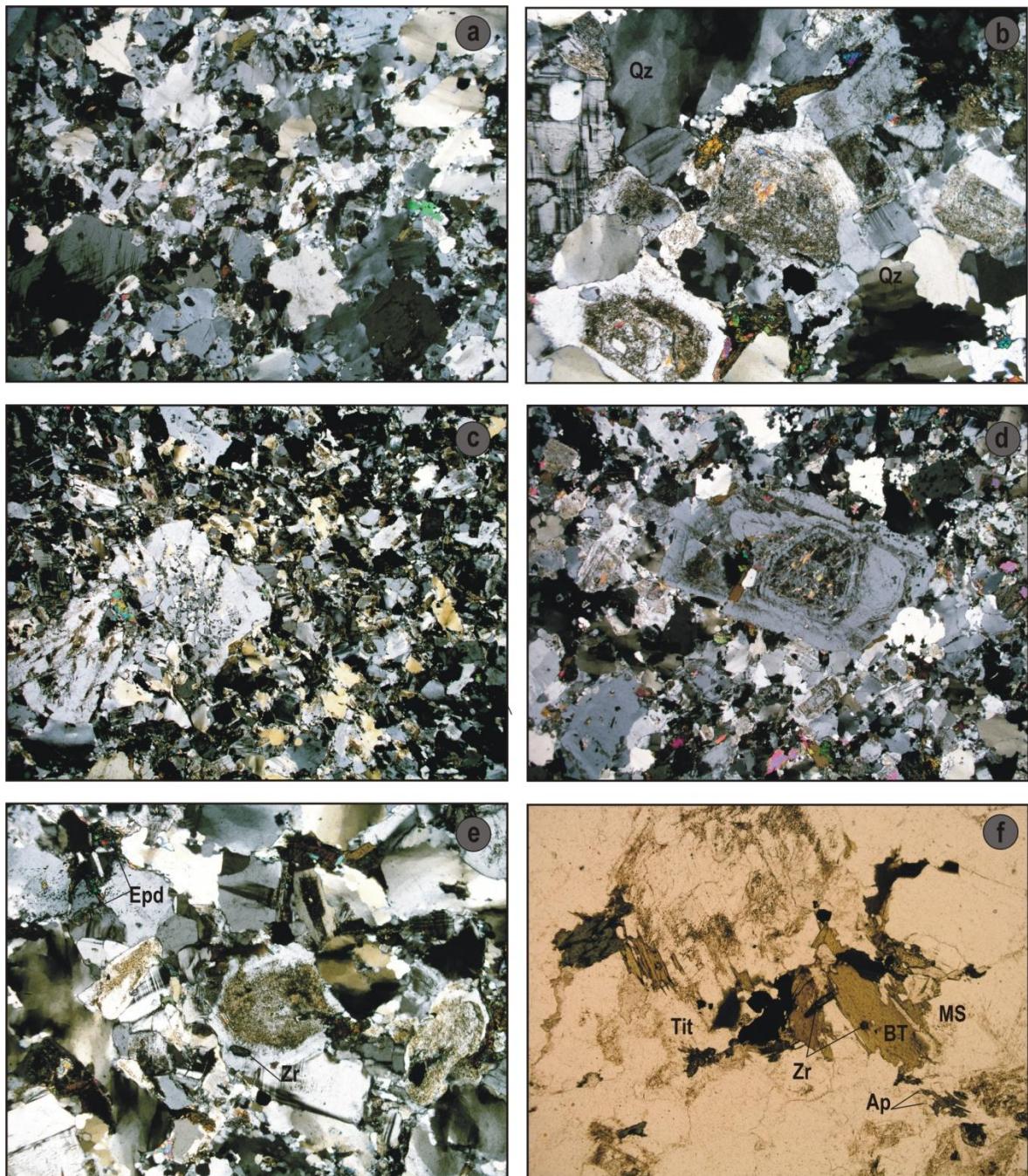


Figura 34. Aspectos petrográficos e microestruturais do Granito Serra dos Macacos. Lado maior das fotos a, c, d e f de 10,40mm e das fotos b e e de 3,25mm. Todas as fotos tomadas a polarizadores cruzados, exceto a foto f tomada a polarizadores paralelos: (a) textura equigranular da rocha, destaque para os cristais de feldspato zonados e com sobrecrecimentos e Qz com subgrãos grandes (PMP-12A); (b) zonação normal dos cristais de Pl, formação de Epd2, Qz com subgrão em padrão tabuleiro de xadrez e allanita grande euédrica (PMP-12A); (c) microxenocristal de feldspato em alto ângulo com a foliação, circundado por cristais de Bt e com cristais da matriz sendo deformados e se amoldando ao seu redor no canto inferior da foto (PMP-14A); (d) megacristal de Pl zonado, com zonação interna bem definida, zonação externa heterogênea e descontínua e crescimento secundário na parte inferior do grão, feições que sugerem uma cristalização em diversas etapas com potencial assimilação do grão e novas etapas de crescimento (PMP-12A); (e) zonação normal dos cristais de Pl denunciada pela alteração diferencial do centro dos cristais, Qz com subgrãos grandes, geração de Epd a partir da alteração do Pl, zircões euédricos (PCA-32A); (f) principais minerais acessórios e ocorrência em *clusters* dos máficos (PCA-34A).

CAPÍTULO VII

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

1 Geologia Regional e Geotectônica

Este capítulo tem como objetivo central integrar as principais conclusões apresentadas nos capítulos anteriores, bem como nos artigos científicos que se encontram anexos à tese. Assim, busca-se compor um quadro geral e ao mesmo tempo comparativo das duas áreas abordadas como centro da tese (Camboriú e Porto Belo). Para tal, são reapresentados dados considerados essenciais para a realização da integração e comparação das áreas e também são considerados dados regionais que permitam o estabelecimento de um quadro de evolução tectônica das rochas graníticas pós-colisionais de idade neoproterozóica da porção leste do estado de Santa Catarina. São também discutidos, apontados e comparados dados que possibilitam a interpretação das fontes e processos evolutivos das rochas graníticas e máficas associadas.

No sul do Brasil, grande parte das rochas graníticas que compõem o Escudo Catarinense são relacionadas ao Ciclo Brasiliense/Panafricano. A maior parte destas rochas é intrusiva em rochas metamórficas de idade paleoproterozóica a neoproterozóica (Hartmann *et al.* 1994, 2003; Silva *et al.*, 2000, 2002, 2005; Basei *et al.*, 2011). Muitos dos granitóides gerados neste Ciclo têm sua gênese relacionada a eventos tectônicos que envolvem subducção de crosta oceânica (*ca.* 800 a 700 Ma) e eventos colisionais entre continentes e arcos magmáticos (*ca.* 700 a 500 Ma) (Bitencourt e Nardi, 2000).

O período pós-colisional do sul do Brasil, representado pelo Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul e pelo Batólito Florianópolis em Santa Catarina, é marcado pelo magmatismo genética e temporalmente vinculado ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Segundo Bitencourt e Nardi (2000), este magmatismo abrange granitóides subalcalinos, metaluminosos, alto-K e leucogranitos peraluminosos, precoces em relação à tectônica transcorrente, que evoluem para granitóides de afinidade shoshonítica e, eventualmente, alcalinos metaluminosos de caráter tardi- a pós-transcorrente. Com exceção do magmatismo leucocrático peraluminoso, os granitóides de ambos os batólitos têm magmatismo máfico sincrônico, representado por enclaves máficos microgranulares, diques sinplutônicos e componentes máficos em sistemas de *co-mingling*. Dentre estes componentes máficos foram identificadas rochas de composição basáltica, moderadamente alcalinas e de afinidade toleítica (Bitencourt

e Nardi, 2000, Florisbal *et al.* 2011b, c).

O cinturão granítico se estende predominantemente pela porção leste do Escudo Catarinense, e suas litologias são seccionadas por duas zonas de cisalhamento de escala litosférica, denominadas Zona de Cisalhamento Itajaí (Silva, 1999) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.*, 1989), ambas constituintes do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi 2000). Ambas as estruturas têm direção NE e cinemática transcorrente dextral. Os terrenos graníticos a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino fazem parte do Batólito Florianópolis, e seu principal *trend* estrutural é NNE-SSW. Estas duas importantes estruturas de expressão regional permitem a individualização de três domínios tectônicos, denominados na presente tese como (i) Norte, (ii) Central e (iii) Sul, conforme apresentado e discutido no capítulo IV. Contudo, com relação à Zona de Cisalhamento Major Gercino, que secciona a área estudada, são definidos dois domínios, cujas rochas graníticas ocorrentes em ambos são foco da presente tese. Estes dois domínios foram individualizados como: (i) Domínio Norte e (ii) Domínio Sul, conforme discutido no artigo que compõe o Anexo C.

A região de Camboriú, porção norte da área de estudo, situa-se entre as zonas de cisalhamento Itajaí e Major Gercino, denominado na presente tese como Domínio Norte. Neste domínio predominam as rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque, com esparsas mas expressivas ocorrências das rochas metamórficas do Complexo Camboriú e diversas rochas graníticas intrusivas em ambos os complexos, como os granitos Itapema, Corre-Mar, Rio Pequeno e Serra dos Macacos.

Já o Domínio Sul é definido pelas rochas graníticas de idade neoproterozóica do Batólito Florianópolis, com alguns relictos do embasamento de idade paleoproterozóica representados pelo Complexo Águas Mornas (Silva *et al.*, 2000). Na região de Porto Belo foram também identificadas rochas gnáissicas pertencentes ao Complexo Porto Belo de idade neoproterozóica (Chemale *et al.*, 2003).

1 O caráter sintectônico do magmatismo granítico e o estabelecimento da relação espaço-tempo nos granitos dos diferentes domínios

As rochas graníticas estudadas nos dois domínios representam associações de granitos subalcalinos porfiríticos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, bem como granitos equigranulares a heterogranulares peraluminosos. O magmatismo máfico contemporâneo só é identificado nos termos porfiríticos, sendo ausente nos granitos peraluminosos.

As rochas graníticas de ambos os domínios são sintectônicas, embora posicionadas em zonas com diferentes concentrações de *strain*. O caráter sintectônico é identificado pelo desenvolvimento de foliação magmática, por vezes acompanhada de deformação do estado sólido, bem como pela presença de microestruturas como subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez em quartzo e recristalização de feldspatos.

No Domínio Norte, que representa uma zona de baixa deformação, ocorrem os granitos Rio Pequeno e

Serra dos Macacos. Seu caráter sintectônico é denotado por uma foliação magmática subvertical e lineação subhorizontal, mais bem desenvolvida no GRP e menos evidente no GSM. Feições microestruturais que denunciam deformação de alta temperatura em ambos os granitos, como subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez, recristalização marginal de cristais de feldspato e até mesmo recristalização de cristais de plagioclásio da matriz, embora localizadas, são comumente identificadas no GRP e mais rara e localmente no GSM. Contudo, o caráter não penetrativo das zonas miloníticas e o retrabalhamento de estruturas primárias predominantemente por fluxo magmático demonstram que esta intrusão se posicionou em uma zona de baixa deformação (Paternell *et al.*, 2010).

Já no Domínio Sul, os Granitóides de Quatro Ilhas e o Granito Mariscal estão posicionados no interior da Zona de Cisalhamento Major Gercino, que representa uma das zonas de mais alta deformação do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. Tanto GQI e rochas maficas e felsicas associadas quanto GM tem geometria controlada tanto por estruturas de baixo ângulo como de alto ângulo.

As datações U-Pb LA-ICP-MS obtidas em cristais de zircão apontam idades de cristalização muito similares para os granitos presentes nos dois domínios, o que permite uma correlação também temporal destas rochas graníticas. Estas idades são consistentes com relações de campo e estruturais e mostram que os granitos sintectônicos em ambos os domínios são contemporâneos, com idades de *ca.* 630-615 Ma para os granitos porfiríticos metaluminosos a fracamente peraluminosos e *ca.* 610 Ma para os granitos equigranulares a heterogranulares moderadamente peraluminosos.

Os núcleos herdados, com *ca.* 650-700 Ma, estão presentes em amostras de ambos os domínios, o que sugere algum retrabalhamento de fontes relacionadas ao magmatismo pré-colisional. Além disso, importantes contrastes são observados nos padrões de herança dos cristais de zircão, indicando diferenças significativas nas fontes dos granitos de cada domínio. Os granitos do Domínio Sul, pertencentes ao Batólito Florianópolis, têm heranças essencialmente neoproterozóicas (650-700 Ma e 900-950 Ma); com uma única indicação de herança paleoproterozóica (2,0-2,2 Ga) obtida no Granito Mariscal. Em contrapartida, no Domínio Norte, o Granito Rio Pequeno e as rochas maficas associadas têm raros núcleos herdados com idades *ca.* 1,65 Ga, enquanto o Granito Serra dos Macacos tem abundantes núcleos herdados de idade paleoproterozóica (1,8-2,2 Ga) e arqueana (2,9-3,4 Ga).

2 Fontes e ambiente geotectônico do magmatismo granítico

2.1 Geoquímica elemental

Os dados geoquímicos discutidos nos artigos dos anexos D e E, bem como no trabalho de Florisbal *et al.* (2009), mostram a participação de fontes mantélicas na gênese dos granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos. A presença de um campo tensional, mesmo nas áreas de baixa deformação, parece ter agido como um facilitador para a ascenção de magmas maficos e também parece representar um agente que favoreceu a mistura, em diferentes proporções, de magmas crustais e mantélicos.

Granitóides com composições similares aos granitos calcialcalinos alto-K (KCG), como os Granitóides de Quatro Ilhas e Granito Rio Pequeno, são descritos em distintos ambientes geotectônicos e interpretados como gerados por mistura de fontes mantélicas e crustais em diferentes proporções (Barbarin, 1999), indicando a variação de regime tectônico, e dificilmente sendo correlacionáveis a um ambiente tectônico específico. De acordo com Bonin (1990), estes granitos são formados durante o relaxamento crustal que separa picos de um evento colisional e representam a transição de um regime compressivo para um regime extensional. Por outro lado, os granitos de composições similares aos granitos peraluminosos com muscovita (MPG), como os granitos Mariscal e Serra dos Macacos, são gerados preferencialmente onde a crosta passou por processos de espessamento, como em zonas de convergência de duas placas continentais, sendo preferencialmente concentrados em zonas de *thrust* ou em zonas de cisalhamento transcorrente que seccionam esta crosta espessada (Barbarin, 1999).

Diagramas discriminantes de ambiente tectônico, como Rb vs $(Yb+Nb)$ (Pearce, 1996) e $Rb/30$ vs Hf vs $Nb/4$ (Harris *et al.*, 1986), ilustrados nas figuras 35 e 36, respectivamente, indicam que as rochas graníticas estudadas são relacionadas a ambiente pós-colisional. O campo traçado é referente às rochas graníticas pertencentes ao Batólito Florianópolis e inclui os granitos gerados no intervalo de ca. 630-610 Ma pertencentes à região de Porto Belo, estudados na presente tese, e os da região de Garopaba-Paulo Lopes estudados por Florisbal *et al.* (2009), cuja idade de 628 ± 6 Ma (Silva *et al.*, 2003) mostra que este magmatismo é temporalmente correlacionável ao magmatismo investigado no presente estudo.

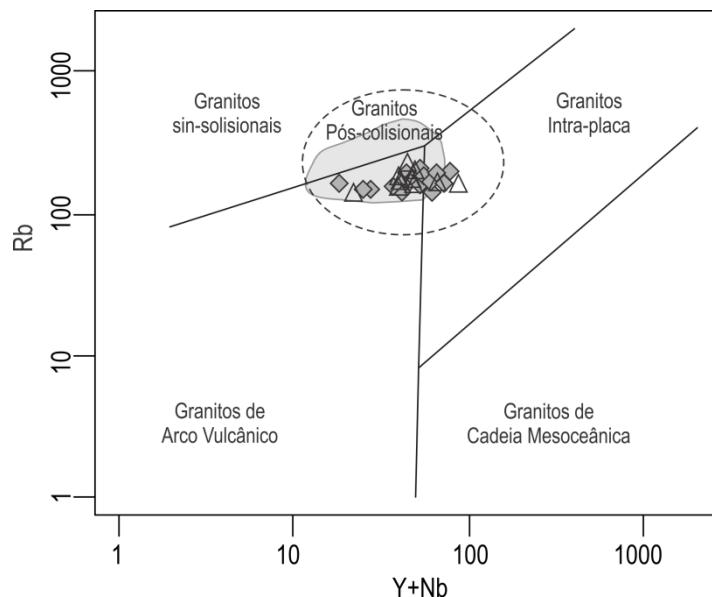


Figura 35. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1996) ilustrando a afinidade das rochas graníticas estudadas com granitos gerados em ambientes a pós colisionais. Diamantes - GRP e triângulos – GSM. O campo traçado corresponde as rochas graníticas do Batólito Florianópolis (GQI e GM também estudados na presente tese e rochas da Suíte Paulo Lopes de Florisbal *et al.*, 2009), que apresentam correlação espacial e temporal com as rochas estudadas da região de Camboriú.

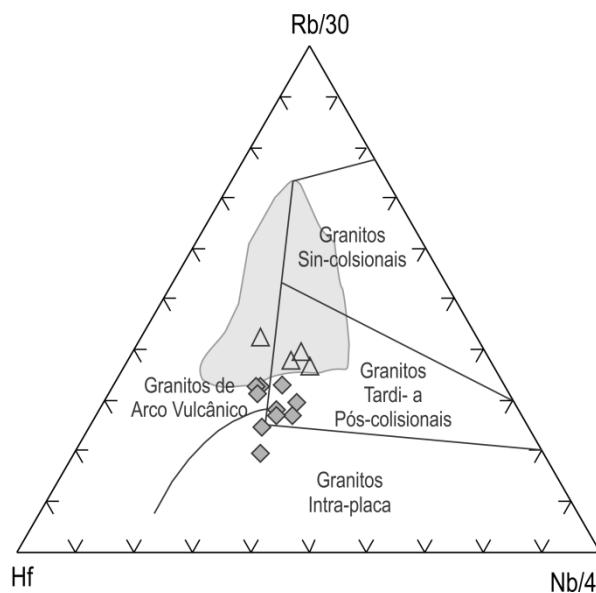


Figura 36. Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Harris (1986) ilustrando a afinidade das rochas graníticas estudadas com granitos gerados em ambientes tardi- a pós colisionais e intra-placa. Simbologia e campos traçados como referido na figura 35.

Na figura 35 pode-se perceber o espalhamento dos granitos do Batólito Florianópolis com padrão idêntico ao dos granitos do Domínio Norte. Na figura 36, os granitos do Batólito Florianópolis se situam na transição entre os campos de arco vulcânico, sin-colisional e tardi- a pós colisional. Por outro lado, as rochas graníticas do Domínio Norte se concentram nos campos intra-placa e tardi- a pós colisional, o que possivelmente reflete protólitos crustais distintos, mais antigos e potencialmente correlacionáveis à crosta inferior.

A figura 37 ilustra os diagramas de Whalen *et al.* (1987). Todas as rochas graníticas se concentram na transição ou no campo dos granitos do tipo-A, o que as discrimina de granitos médio a alto-K relacionadas a arcos magnáticos típicos.

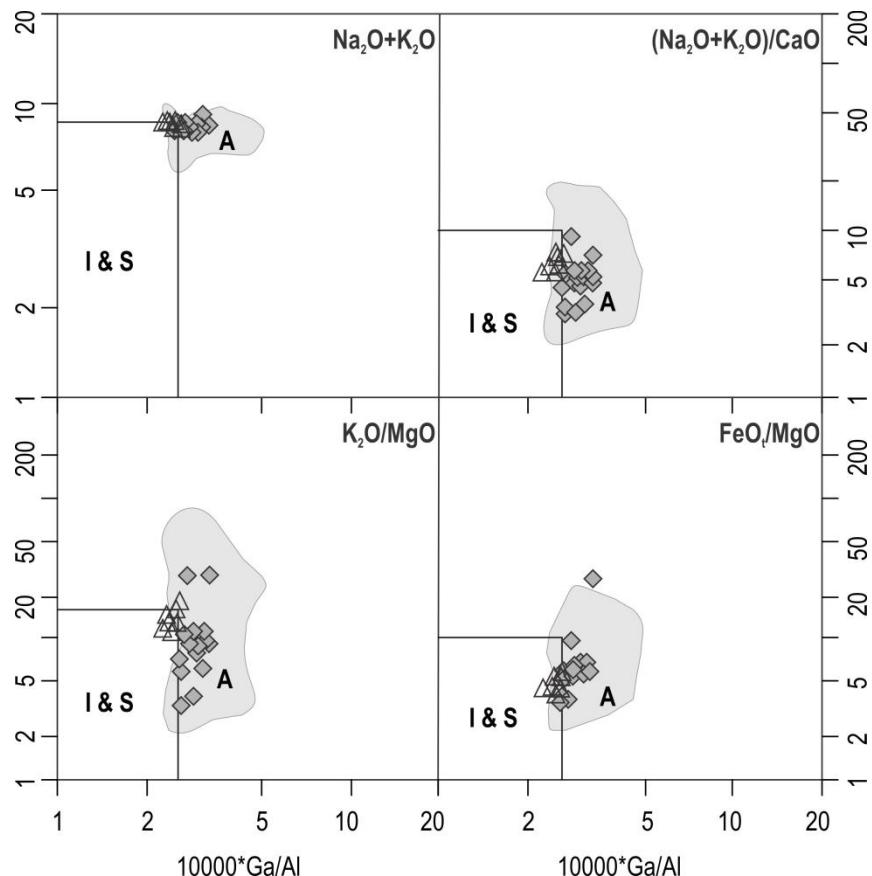


Figura 37. Diagrama de classificação de granitos do tipo-A de Whalen *et al.* (1987). Diamantes - GRP e triângulos - GSM. Simbologia e campos traçados como referido na figura 35. I - Granitos do Tipo-I, S - Granitos do Tipo-S e A - Granitos do Tipo-A.

3 Geoquímica Isotópica Sr-Nd em rocha total e Pb-Pb em feldspatos

Dados prévios Sr-Nd-Pb em rocha total, como os apresentados em Mantovani *et al.* (1987), apontam para a existência de dois domínios isotópicos distintos para as rochas do domínio norte e sul. Contudo, tratam-se de dados regionais, sem um detalhado controle estrutural, geoquímico ou mesmo geocronológico das rochas coletadas para análise, o que dificulta a compreensão integrada das importantes diferenças isotópicas observadas.

De acordo com os estudos de detalhe de Lopes (2008) e os apresentados na presente tese, as rochas graníticas do Domínio Norte apresentam valores de ϵ_{Nd_t} moderada a fortemente negativos, entre -7 e -24 com idades TDM superiores a 1,8 Ga, sendo a maior parte situada entre 2,0 e 2,5 Ga. Já no Domínio Sul, quando considerado o conjunto de dados da presente tese para a região de Porto Belo e ainda as rochas da Suíte Paulo Lopes de Florisbal *et al.* (2009), as rochas graníticas apresentam valores de ϵ_{Nd_t} positivos a moderadamente negativas, entre 5,6 e -9 com idades TDM inferiores a 2,0 Ga, sendo a maior parte situada entre 1,4 e 1,6 Ga. As figuras 38 e 39 ilustram os dados isotópicos de Sr-Nd para as rochas da região de Porto Belo e Camboriú.

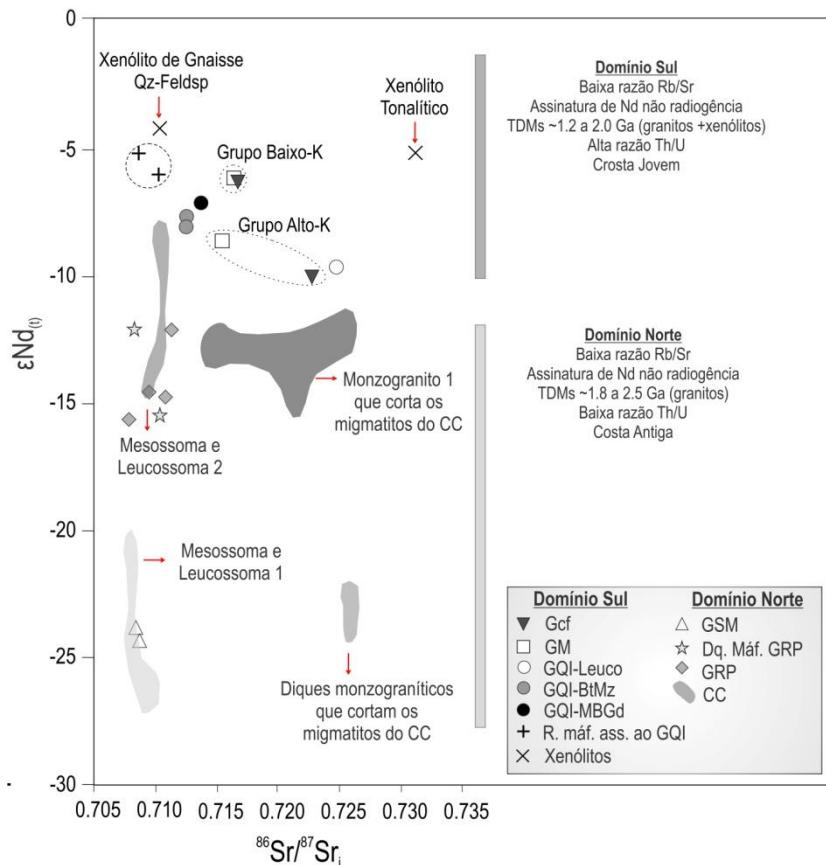


Figura 38. Diagrama $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_t para as rochas da região de Porto Belo e Camboriú. Dados recalculados com base nas idades de cristalização de Florisbal *et al.* (2011a).

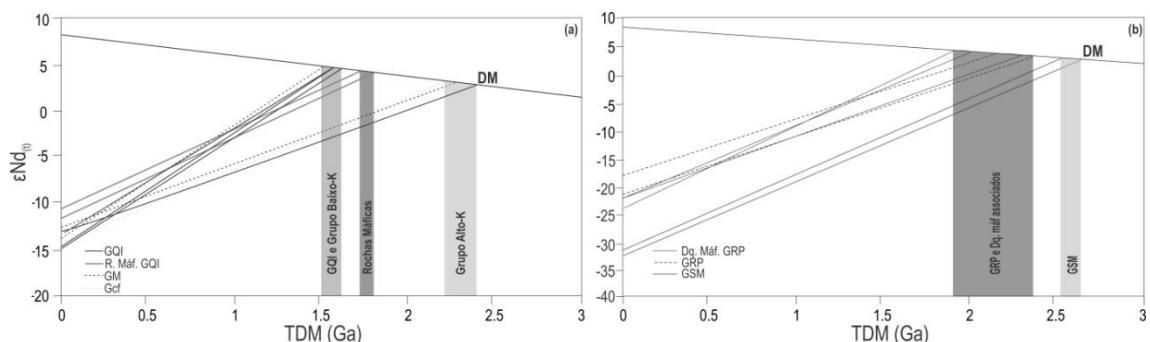


Figura 39. Diagramas evolutivos para o sistema Sm-Nd separados por Domínios: (a) Domínio Sul e (b) Domínio Norte. DM corresponde à linha de evolução do Manto Empobrecido de DePaolo (1981). Áreas sombreadas junto ao eixo x correspondem à variação das idades modelo.

Os dados isotópicos de Pb-Pb em feldspatos (Fig. 40) ilustram claramente a existência de dois domínios distintos. No Domínio Norte, os baixos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, apontam para fontes não radiogênicas e antigas. Por outro lado, no Domínio Sul, quando considerados os mesmos parâmetros, se observa uma assinatura distinta, que apontam para fontes mais radiogênicas e mais jovens.

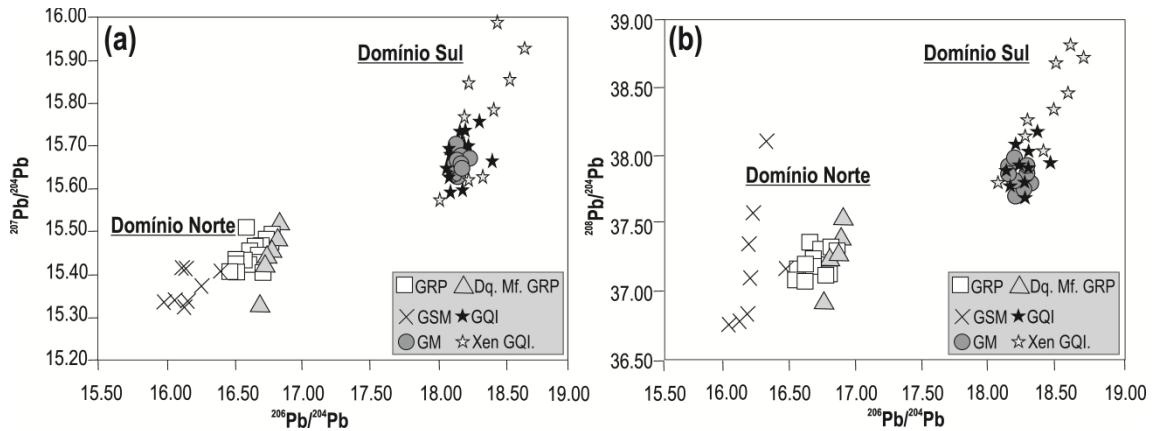


Figura 40. Diagramas de inter-relação isotópica para o sistema Pb-Pb de todas as amostras estudadas evidenciando a existência de dois distintos domínios isotópicos. (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e Pb-Pb em feldspatos apresentados nesta tese corroboram a idéia de que as rochas graníticas presentes nos diferentes domínios, embora correlacionáveis no espaço e no tempo e com padrões estruturais e geoquímicos similares, são produtos de fontes distintas. As figuras 38, 39 e 40 mostram os dados de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs εNd_t , as idades modelo (TDM) e as inter-relações isotópicas do sistema Pb-Pb, que ilustram a existência de dois domínios isotópicos com assinaturas bastante distintas, apontando para as rochas graníticas do Domínio Norte uma contribuição de crosta inferior, antiga, não radiogênica e exaurida e para as rochas do Domínio Sul uma contribuição de crosta superior mais jovem.

4 Considerações Finais

- (i) Os granitos profiríticos subalcalinos alto-K de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso estudados na presente tese foram gerados em um intervalo de *ca.* 630-615 Ma. Este mesmo intervalo é também identificado nos granitos de mesma afinidade química e também sintectônicos em zonas de baixa deformação, na região de Garopaba-Paulo Lopes (628±6 Ma - Silva *et al.*, 2003; Florisbal *et al.*, 2009).
- (ii) Os granitos equigranulares a heterogranulares subalcalinos alto-K de caráter peraluminoso estudados na presente tese foram gerados em *ca.* 610 Ma.
- (iii) A identificação de núcleos herdados em cristais de zircão com idade de 650 Ma nos granitos de ambos os domínios sugere um evento comum potencialmente vinculado a um evento de retrabalhamento de crosta. Este retrabalhamento pode ser relacionado ao evento colisional precoce, uma vez que este evento foi identificado com esta idade por diversos autores em rochas

migmatíticas, tanto em Santa Catarina, no Complexo Camboriú (Phillip *et al.*, 2009), como em vários segmentos considerados análogos no Rio Grande do Sul (Martil, 2010) e no Uruguai (Gross *et al.*, 2009). A existência de uma idade de herança comum nos cristais de zircão dos granitos de ambos os domínios, e o fato de a ela ser exatamente a mesma identificada como a idade de migmatização das rochas encaixantes sugere um evento de colisão pretérito, por volta de 650 Ma. Contudo, esta idade comum aos granitos pode também apontar para a reciclagem de fontes pré-colisionais em um evento comum em *ca.* 650 Ma.

- (iv) Os resultados são consistentes com a ideia de que a ZCMG separa dois domínios com evolução geológica distinta; contudo, a contemporaneidade do magmatismo granítico com padrões geoquímicos e estruturais similares no intervalo de *ca.* 630-610 Ma em ambos os lados desta importante megaestrutura indica que estes domínios já faziam parte de uma única massa continental *em ca.* 630 Ma, reforçando o caráter pós-colisional destes granitos.
- (v) A diferença das idades de herança existente entre os granitos de ambos os domínios (Sul: essencialmente neoproterozóica, com apenas algumas ocorrências paleoproterozóicas restritas ao GM; Norte: neoproterozóica a mesoproterozóica no GRP e paleoproterozóica a arqueana no GSM) sugere fontes distintas para a geração dos granitos dos diferentes domínios e também fontes distintas intradomínio.
- (vi) Considerando a existência de uma megaestrutura como a Zona de Cisalhamento Major Gercino, que separa rochas graníticas com padrões compostionais, temporais e estruturais similares, mas que também apresentam dados de herança cristais de zircão, bem como dados isotópicos Sr-Nd-Pb contrastantes, a interpretação desta estrutura como uma sutura é uma hipótese viável. Por outro lado, o caráter transcorrente da ZCMG, bem como a assinatura pós-colisional dos granitos de idade similar posicionados em ambos os lados desta estrutura, inviabilizam a interpretação da mesma como uma sutura ao menos no intervalo de *ca.* 630 Ma a 590 Ma, quando a mesma atuou como agente controlador da ascenção e posicionamento de corpos graníticos sintectônicos. Sendo assim, as diferenças isotópicas encontradas nos granitos posicionados nos diferentes domínios deve refletir fontes distintas. Estas fontes distintas podem estar relacionadas à intercalação tectônica pré-transcorrência (*ca.* 650 Ma) de diferentes porções da crosta ou mesmo representar a justaposição de diferentes segmentos crustais resultantes da movimentação lateral relacionada ao evento transcorrente.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, A.E.M.; Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basin and Margins*. Plenum, New York, pp. 411-446.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande. SBG, 363-391.
- Ashton, K.E., Heaman, L.M., Lewry, J.F., Hartlaub, R.P., Shi, R., 1999. Age and origin of the Jan Lake Complex: a glimpse at the buried Archean craton of the Trans- Hudson Orogen. Canadian Journal of Earth Sciences 36, 185-208.
- Babinski, M., Chemale, F., Schmus, W. R. V., Hartmann, L. A., Silva, L. C., 1997. U-Pb And Sm-Nd Geochronology Of The Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 10 (3), 263-274.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 167, 1–23.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46 (3), 605-626.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H.E., Nutman, A. P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparision with coeval sequences from SW Africa. Journal of the Geological Society of London 294, 239-256.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H.E., Nutman, A. P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connexion between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts - Evidence from a reconnaissance provenance study. Precambrian Research 139, 195-221.
- Basei, M.A.S. e Hawkesworth, C., 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. Resumenes Extensos. Montevideo. Dinamige-Fac. Agron., 2:41.
- Basei, M.A.S. e Teixeira, W. 1,987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: Silva, L.C. e Bortoluzzi, C.A. (Eds.) Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Florianópolis, DNPM/CODISC. p. 91-130. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 1).
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 195 pp.

- Basei, M.A.S., 1990. The Major Gercino-Dorsal do Canguçu Shear Zone. In: Colloquium on Basei, M.A.S. and Hawkesworth, C. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. Resumenes Extensos. Montevideo. Dinamige-Fac. Agron., 2:41.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science* (in press).
- Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Dunyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI. Brasília : CD-ROM.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 311-334pp.
- Basei, M.A.S., Citroni, S.B., Siga Jr., O., 1998. Stratigraphy and age of fini-proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil. *Boletim IG-USP: Série Científica* 29, 195–216.
- Bell, I.A. e Wilson, C.J.L., 1981. Deformation of biotite and muscovite: TEM microstructure and deformation model. *Tectonophysics* 78, 201-228.
- Bergantz, G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly process. *Journal of Structural Geology* 22, 1297-1309.
- Bitencourt, M. F., Bongiolo, E. M., Philipp, R.P., Morales, L. F. G., Rubert, R. R., Melo, C. L., Luft Jr, J.L., 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências* 35, 109-136.
- Bitencourt, M.F. e Kruhl, J.H., 2000. Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil). *Zeitschrift für Angewandte Geologie* SH1/2000, 229-236.
- Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65(1), 3-16.
- Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite: a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from Southern Brazil. *Lithos* 73 (1), 01-19.
- Bitencourt, M.F. e Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 186-189.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 pp.
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: Fortaleza: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (2). SBG, 214-216.
- Bogaert, M., Scaillet, B., Auwera, J.V., 2006. Phase Equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for the Origin of Metaluminous Ferroan Granitoids. *Journal of Petrology* 47 (12), 2405-2431.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25, 1-11.

- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1-24.
- Bonin, B., Azzouni, Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos* 45, xv-xvii.
- Bouchez, J.L., Hutton, D. H.W., Stephens, W.E. (Eds.), 1997. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 358 pp.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* 141, 413- 426.
- Burgisser, A. e Bergantz, G.W., 2011. A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature* 471, 212-215.
- Caldasso, A.L.S., Camozzato, E., Ramgrab, G.E., Silva, M.A.S., 1988. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, Santa Catarina. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG 3, 1104-1116.
- Campos Neto, M. C., 2000. Orogenic Systems from SW-Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in SE-Brazil. In: Umberto Cordani; Antonio Thomaz Filho; Edison José Milani. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. 1 ed. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2000, v. 1, p. 335-365. CD-ROM, v. 1.
- Campos, R. S. e Philipp, R. P., 2007. Petrografia geoquímica das rochas metavulcânicas maficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 705-726.
- Campos, R.S., 2007. Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas maficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, Região da Serra da Miséria, Itapema, SC. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências, 83 pp.
- Chappell, B.W. e White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans Royal Society Edinburg. Earth Science* 83, 1– 26.
- Chemale Jr. F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2003. Isotope Geology of Syntectonic Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Short Papers, p.516-519.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1994. Tectonic evolution of southern Brazil in the Brasiliano Cycle. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. de Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, 1:626-627.
- Chemale, F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Excursion Guidebook. Acta Geol. Leop.* 42, 5-117.
- Chen, B., Jahn, B-M., Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos* 60, 67-88.
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Review* 61, 1-18.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* 32 (5), 433-436.
- Connelly, J.N. e Thrane, K., 2005. Rapid determination of Pb isotopes to define Precambrian allochthonous domains: An example from West Greenland. *Geology* 33, 953-956.

- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29 (1), 193-196.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C. R., Perrotta M.M., Heineck, C.A., 2002. Escudo Atlântico, In: L.A. Buzzi, C. Schobbenhaus, M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1 DVD.
- Drukas, C. O. e Basei, M. A. S., 2009. Proveniência e idades dos sedimentos do grupo Itajaí, SC, Brasil. 2009. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil: CPGE 1964-2009, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo : IGc/USP, p.239-241.
- Ebert, H.D. e Artur, A.C., 1991. Geologia estrutural e evolução tectônica do Complexo Socorro e dos metamorfitos encaixantes ao longo das zonas de cisalhamento de Extrema e Camanducaia, Quadrícula Extrema, MG e SP. In: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991. Bol. Res. Estendidos e Rot. Excursões. Rio Claro, UNESP/SBG, p. 31-33.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher C.C., 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South America Earth Science* 5, 77-96.
- Fernandez, A.N. e Gasquet, D., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contribribution to Mineralogy and Petrology* 116, 316-326.
- Fiori, A.P., 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açuengui. In: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991. Bol. Res. Estendidos e Rot. Excursões. Rio Claro, UNESP/SBG, p. 134-136.
- Fitz Gerald, J.D. e Stünitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I:Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269-297.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Conceição, R.V., 2009. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research* 175, 135-148.
- Florisbal, L.M., 2004. Estudo dos diques básicos sinplutônicos da Suíte Paulo Lopes: magmatismo pós-collisional neoproterozoico da região de Garopaba, SC. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 58pp.
- Florisbal, L.M., 2007. Evolução petrológica do magmatismo pós-collisional precoce de idade neoproterozóica do sul do Brasil: a Suíte Paulo Lopes, SC. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências, 100pp.
- Florisbal, L.M.F., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2011b. 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. Lhtos (submetido).
- Florisbal, L.M.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2011a. 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* (submetido).
- Florisbal, L.M.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2011c. Petrogenesis of the early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt: whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites. *Journal of Geological Society* (submetido).
- Fontana, E., 2008. Granitóides Arroio Divisa: considerações estratigráficas e petrogenéticas. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 84pp.

- Fontana, E., 2011. Caracterização geoquímica e petrogenética dos granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Universidade federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências, 61 pp.
- Fontana, E., Nardi, L., Bitencourt, M. F., Florisbal, L. M., 2010. Afinidade Toleítica das rochas neoproterozóicas máficas e félscicas pós-collisionais. In: 45^o Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. CD-Rom.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congr. Bras. Geol., 31, Baln. Camboriú, 1980. Anais. Balneário Camboriú, SBG, 5:2879-2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG, 3:1322-1343.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., Monteiro, R.L. , Sallet, R., 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense: uma introdução ao problema. Acta Geol. Leop. 30, 75-92.
- Gagnevin, D., Daly, J.S., Waitgth, T.E., Morgan, D., Poli, G., 2005. Pb isotopic zoning of K-feldspar megacrysts determined by Laser Ablation Multi-Collector ICP-MS: Insights into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 1899-1915.
- Gálan, G., Pin, C., Duthou, J-L., 1996. Sr-Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic-granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain). *Chemical Geology* 131, 67-91.
- Garavaglia L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic Diorites Related To Post-Collisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism In The Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519-534.
- Glazner, A.F. e Bartley, J.M., 2006. Is stoping a volumetric significant pluton emplacement process? *GSA Bulletin* 118, 1185- 1195.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F., Hartmann, L.A., 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research* 8, 157–171.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussim, I., Jelinek, A.R., Santos, M.N., Borba, M.L., Justino, D., Bertotti, A.L., Alessandretti, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research* 180 (3-4), 156-182.
- Hadj-Kaddour, Z., Liégeois, J. P., Demaiffe, D., Caby.R., 1998. The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late apaceitic differentiation. *Lithos* 45 (1-4), 223-243.
- Harris, N., Vance, D., Ayres, M., 2000. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust. *Chemical Geology* 162, 155-167.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Am. Spec. Papers 19, 115-158.
- Hartmann, L.A., 2002. The Mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian shield–review of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. *Gondwana Research* 5, 157–163.

- Hartmann, L.A., Bitencourt, M. F, Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betollo, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Science* 16, 477-492.
- Hartmann, L.A., Chemale, F., Silva, L.C., 1994. Mantle plume tectonics in the Brasiliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Bol. Resumos Expandidos. Baln. Camboriú*, SBG/DNPM/CPRM, 1:623-624.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion Microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 559–572.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Fº, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina -Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol. Leop.* 6, 93-112.
- Hasui, Y., Carneiro, C.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 5, 257-266.
- Hibbard, M.J., 1995. Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall. 587 pp.
- Hyndman, D.W., 1981. Controls on source and depth of emplacement of granitic magmas. *Geology* 9, 244-249.
- Jost, H. e Hartmann, L.A., 1984. A Província Mantiqueira - Setor Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds.) 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, 345-368.
- Kay, R.W e Mahlburg-Kay, S., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau* 80(2), 259-278.
- Keay, S.M., Collins, W.J., McCulloch, M.T., 1997. A three-component mixing model for granitoid genesis: Lachlan Fold Belt, eastern Australia. *Geology* 25, 307– 310.
- Kerr, A.C., Kempton, P.D., Thompson, R.N., 1995. Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, N. W. Scotland. *Journal Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (2-3), 142-154.
- Koyaguchi, T. e Kaneko, K. 1999., A Two-stage Thermal Evolution Model of Magmas in Continental Crust. *Journal of Petrology* 40 (2), 241-254.
- Krebs, A.S.J., Silva, M.A.S., Dias, A.A., Lopes, R.C., Camozzato, E., 1990. O Grupo Itajaí na Folha de Botuverá (SC) - Modelo geométrico/cinemático e relações com o Cinturão Granulítico e Cinturão Metavulcana-sedimentar Brusque - instalação, preenchimento e inversão da bacia. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. *Anais. Natal*, SBG, 6:2966-2975.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581-589.
- Le Breton, N. e Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 99 (2), 226-237.
- Le Maitre, R.W. (Ed), 2002. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Cambridge University Press, Cambridge, England, 193pp.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos* 45, xv-xvii.
- Lopes. A. P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). Tese de Doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo. 102 pp.
- Ludwig, K.R., 1993. New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February.

- Mancktelow, N.S. e Pennacchioni, G., 2004. Microstructures of quartz mylonites: the importance of grain boundary fluids. *Journal of Structural Geology* 26, 47-69.
- Mantovani, M. S. M., Hawkesworth, C. J., Basei, M. A. S., 1987. Nd And Pb Isotope studies bearing on the Crustal Evolution Of South- Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17 (3), 263-268.
- Mantovani, M. S. M., Shukowsky, W., Basei, M. A. S., Vasconcellos, A.C.B.C., 1989. Modelo Gravimétrico das Principais Descontinuidades Crustais nos Terrenos Pre-Cambrianos dos Estados do Paraná e de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 19 (3), 367-374.
- Martil, M.M.D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisse do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Master Thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 77 pp.
- McCarthy, T.C. e Patiño-Douce, A.E., 1997. Experimental evidence for high temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. *Geology* 25 (5), 463-466.
- McNulty, B.A., Tobish, O.T., Cruden, A.R., Gilder, S., 2000. Multi-stage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin* 112 (1), 119–135.
- Menand, T., Saint-Blanquat, M., Annen, C., 2011. Emplacement of magma pulses and growth of magma bodies. *Tectonophysics* 500, 1-2.
- Michaut, C. e Jaupart, C., 2011. Two models for the formation of magma reservoirs by small increments. *Tectonophysics* 500, 34-49.
- Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W., Purtscheller, F., 1999. Post-Colisional Potassic and Ultrapotassic Magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O Isotopic Constraints for Mantle Source Characteristics and Petrogenesis. *Journal of Petrology* 40(9), 1399-1424.
- Miller, C.F., Furbish, D.J., Walker, B.A., Clairborne, L.L., Koteas, G.C., Bleick, H.A., Miller, J.S., 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics* 500, 65-77.
- Montel, J.M. e Vilzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 176-196.
- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 441-446.
- Nardi, L. V. S. e Bitencourt, M. F., 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: Roberto Ianuzzi e José Carlos Frantz. (Org.). 50 Anos de Geologia - Instituto de Geociências - contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, p. 125-141.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.V., 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32(2), 167-180.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society* 166, 1075-1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brazilian-Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141- 159.
- Passarelli, C. R. ; Basei, M. A. S. ; Siga Jr, O., 1999. Geochemistry, geochronology and structural evolution of pre to syn kinematic granitoids - Major Gercino shear zone, south Brazil. In: II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador. Extended Abstracts, p. 321-322.

- Passarelli, C. R. e Basei, M. A. S., 1996. Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). Boletim IG-USP. Série Científica 26, 99-113.
- Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Ahrendt, H., Wemmer, K., Siga Jr, O., 1997. Geochronological evolution of Major Gercino shear zone, south Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1997, Campos de Jordão. Extended Abstracts, p. 231-233.
- Passarelli, C. R., Basei, M.A.S., Siga Jr, O., Mc Reath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, 688-703.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., 1993. Caracterização Geométrica e Cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua Importância na Compartimentação dos Terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambriico de La Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. Resumenes Extensos. Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., 1:23.
- Passchier, C. W. e Trouw, R. A. J., 2000. *Microtectonics*. Heidelberg: Springer (CD-ROM).
- Patiño-Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J.L. (Eds), Understanding granites: integrating new and classical techniques. *Geol Soc London, Spec Publ* 168, 55– 75.
- Patiño-Douce, A.E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* 100, 623–640.
- Patiño-Douce, A.E. e Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the politic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107, 202-218.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4), 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956-983.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 738-750.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review on Earth and Planetary Science* 31, 399–427.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673.
- Philipp, R. P. e Campos, R. S., 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC.. *Revista Brasileira de Geociências* 40, 301-318.
- Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J. M., 2002. O magmatismo neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul da Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (2), 277-290.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Souza, M.M.A., Liz, J.D., Wild, F., Arendt, S., Oliveira, A., Duarte, L., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 34 (1), 21-34.

- Philipp, R.P., Massone, H-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: Evidences for the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, p.289-291.
- Phillips, R.E., 1974. Myrmekite — one hundred years later. *Lithos* 7 (3), 181-194.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite: Typology, geological environment and melting relationships. In: *Migmatites, melting and metamorphism*. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.). Shiva Publishing Limited, Chechire, pp. 277-287.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *International Journal of Earth Sciences* 1, 51-79.
- Rivera, C.B., 2003. Petrogênese do Granito Itapema, SC: parâmetros físicos do magma, composição química mineral e evolução reológica do sistema. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências, 102pp.
- Roberts, M.P. e Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21, 825-828.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquete, J-L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology* 41(6), 809-844.
- Rostirolla, S.P., Ahrendt, A., Soares, P.C., Carmignani, L., 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Research* 11, 127–142.
- Rostirolla, S.P., Alkmin, F.F., de Soares, P.C., 1992a. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: Exemplo de sedimentacão em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 6, 109–122.
- Rostirolla, S.P., Soares, P.C., Alkmin, F.F., 1992b. Análise Estrutural da Tectônica deformadora da bacia de Itajaí, SC, Brazil. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 6, 123–147.
- Samson, S.D., Coler, D.G., Speer, J.A., 1995. Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic composition of the southern Appalachians: Origin, tectonic setting, and source characterization. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 359-376.
- Sander, A. 1992. Petrologia e Litoquímica de uma parcela da sequência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região de Ribeirão do Ouro, SC. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167 pp.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Pineyro, D., McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review* 15, 27–48.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 67, 315– 336.
- Schroeder, G.S., 2006. Análise tectônica da Bacia do Itajaí. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 109pp.
- Schulz Jr., A.; Albuquerque, L.F.F.; Rodriguez, C.S., 1970. Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC. Porto Alegre. 75 p. DNPM. (Relatório Interno).
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: Consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador. Short Papers of IV SSAGI. Salvador : CBPM, IRD, v. 2. p. 687-690.

- Silva, L.C. e Dias, A.A., 1981. Os Segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: I - Geologia. *Acta Geol. Leop.* 10, 3-12.
- Silva, L.C., 1987. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: Silva, L.C.& Bortoluzzi, C.A. (Eds.) *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Florianópolis, DNPM/CODISC.* p. 11-90. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 1).
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60-73.
- Silva, L.C., 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldanha (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243pp.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Rmagrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4), 529-544.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41, 531-551.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649-667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503-525.
- Silva, L.C., Scheepers, R., Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Gresse, P., Walraven, F., 1994. Tectonic setting and granitic evolution in Pan-African/Brasiliano belts: the southern afro-brazilian connection. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos. Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM*, 1:627-629.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R. A., MacHattie, T.G., Böhm, C., 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20, 677-686.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W. B., Glazner, A. F., 2000. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 148, 635–661.
- Skjerlie, K.P. e Johnston, A.D., 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology* 37, 661-691.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high- Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 18, 237-254.
- Souza, S.L., 2009. Métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo Igc-USP. In: *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*: 137-139.
- Steiger, R.H., e Jager, E., 1978. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.

- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* 12, 1-33.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29-44.
- Tommasi, A., 1991. Evolução Cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasiliano. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 207 pp.
- Torquato, J. r. e Kawashita, K., 1994. Geologia Nuclear V - O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, 46pp.
- Tullis, J. e Yund, R.A., 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *J. Struct. Geol.* 13, 987-1000.
- Tullis, J., Stunitz, H., Teyssier, C., Heilbronner, R., 2000, Deformation microstructures in quartzofeldspathic rocks. In, *Stress, Strain and Structure, Win Means volume*, eds. M.W. Jessell and J.L. Urai, J. Virtual Explorer, v. 2.
- UFRGS., 2000. Mapeamento Geológico 1: 25 000: Projeto Camboriú. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 6 vol.
- UFRGS., 1999. Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 7 vol.
- Ulmer, P. 2001. Partial melting in the mantle wedge – the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 215-232.
- Van der Molen, I. e Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 70, 299-318.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, London. 594 pp.
- Vielzeuf, D. e Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141 (3), 251-267.
- Vielzeuf, D. e Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization With Application to Felsic Magmas Segregation and Transfer. *Journal of Petrology* 37 (6), 1579-1600.
- Walker Jr., B.A., Miller, C.F., Lowery, Clairborn, L., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: Implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 239-262.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology* 32 (5), 377-380.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contribution Mineralogy Petrology* 95, 407-419.
- Wiebe, R.A. e Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20, 1273-1289.

- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and settings in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin sucession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 261-283.
- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Zanini, L.F.P., Branco, P.M., Camozzato, E., 1990. Suíte Intrusiva Maruim: um batólito calcialcalino zonado do Escudo Catarinense. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, 4:1821-1835.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Londres, Chapman & Hall, 466pp.
- Zanini, L.F.P. e Branco, P.M., 1994. Geologia das Folhas Florianópolis (SG.22-Z-D-V) e Lagoa (SG.22-Z-D-VI) - Estado de Santa Catarina. In: *Congr. Bras. Geol.*, 38, Baln. Camboriú, 1994. Bol. Resumos Expandidos... Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, 2:95-96.

ANEXO A

DOMÍNIO NORTE

Rochas metamórficas dos Complexos Camboriú e Metamórfico Brusque, Granito Itapema e rochas graníticas neoproterozóicas.

Cobertura Sedimentar

Granito Serra dos Macacos

Biotita sieno- a monzogranitos com muscovita, de textura equigranular, foliada; foliação de biotita e titanita com contorno comumente mantidos por cristais de lepidolite; quartzo em agregados de cristais arredondados; foliação magmática fracamente desenvolvida, marcada pela distribuição homogênea de micas; *clos*; biotita; alâmita, titanita, apatita, zircão e magnetita como minerais acessórios. Idade de cristalização 611±9 Ma com herança arquea (3,4-2,9 Ga), paleoproterozóica (2,1-1,8 Ga) e neoproterozóica (700 Ma) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão - Florisbal *et al.*, 2011).

Granito Rio Pequeno

Biotita monzo- a sienogranito porfítico com irregular ocorrência de hornblenda-biotita monzogranito, foliado, de granulação grossa a muito grossa; megacristais de feldspato, comumente de contatos crenulados imersos em matriz heterogranular; alâmita, titanita, epidoto, ilmenita, apatita e zircão como minerais acessórios; ocorrência local de enclaves maficos microgranulares, de granulação fina; foliação magmática (S₁) com direção controlada pela geometria das rochas encaixantes com rara e esparsa ocorrência de zonas de cisalhamento de alto grau; zonas de deformação do estado sólido raras. Idade de cristalização 622±15 Ma, idade de cristalização de dique mafico contemporâneo 626±7 Ma, herança neoproterozóica (ca. 660 e 730 Ma) e mesoproterozóica (1,6 Ga) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão - Florisbal *et al.*, 2011).

Granito Itapema

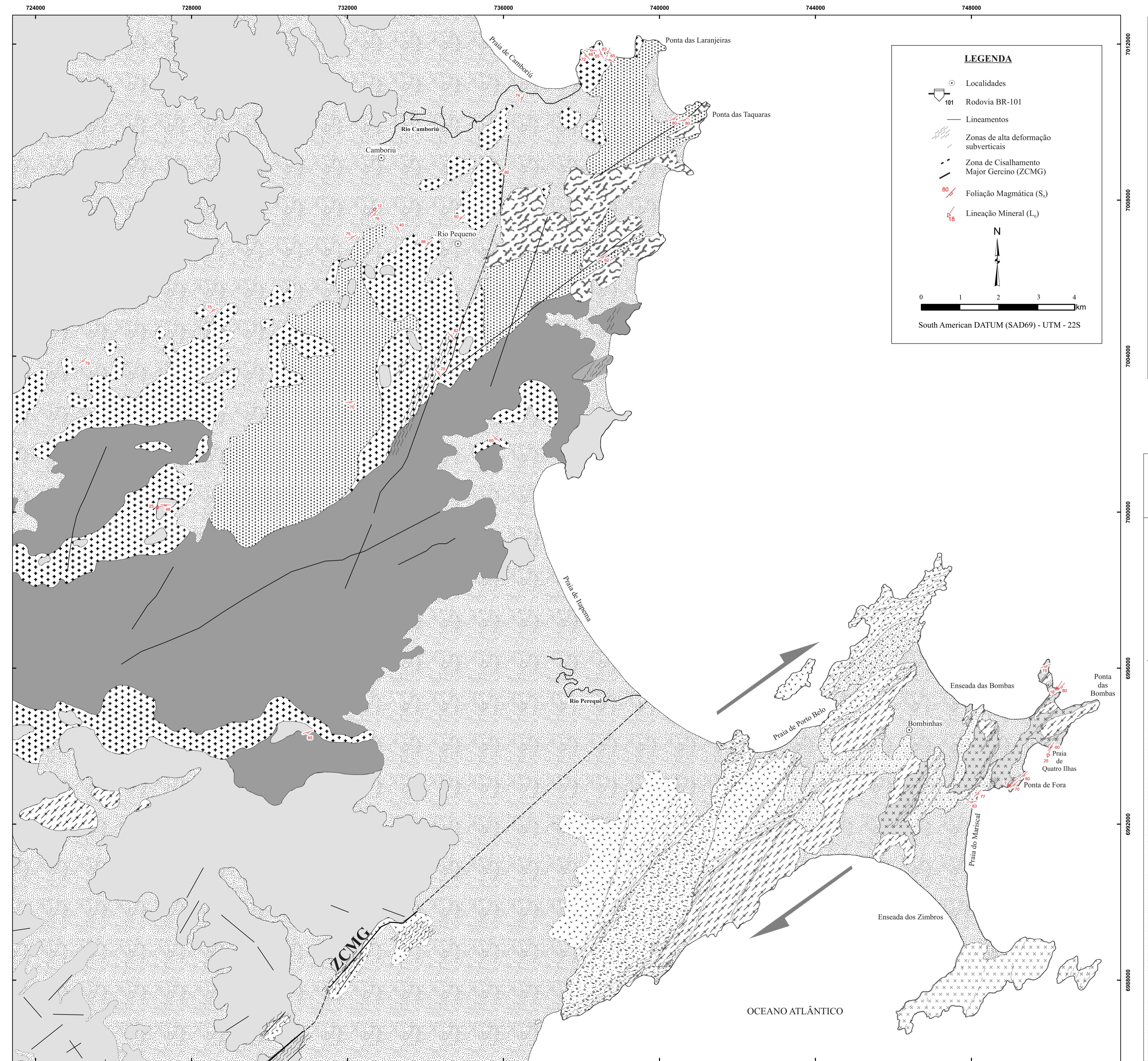
Biotita monzogranito a granodiorito foliado de textura hipidiomórfica heterogranular; abundantes *schlieren* de distribuição irregular e xenólitos com variáveis graus de assimilação; titanita e alâmita como minerais acessórios; foliação magmática bem desenvolvida com estrutura milonítica local e concordante, ambas concordantes com a foliação principal (S₁) do CMB e bandamento do CC. Idade de cristalização 2,02 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão - Hartmann *et al.*, 2003) ou 0,64 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão - Basci *et al.*, 2010).

Complexo Metamórfico Brusque

Sequências metasedimentares e metavulcânicas intercaladas na foliação principal S₁, corpos tabulares concordantes à foliação principal de leucogranitos peraluminosos; metamorfismo regional de fácies xistos verdes a anfibolito baixo; metamorfismo de coroa com facies aluminosilicáticas; hornfenda milonítica com raras contatos com os granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos. Idade de deposição máxima 2,02±7 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão determinado por quartzo - Hartmann *et al.*, 2003) ou 640 Ma (Basci *et al.*, 2011).

Complexo Camboriú

Rochas bandadas a finamente laminadas, tonalíticas e granofíticas com textura leucogranítica de espessura variável, concordantes ou não com a estrutura principal; bandamento originalmente subhorizontal magmático ou metamórfico de médio a alto grau; variedades gneissas bandadas contêm xenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos, anfibólicos, calci-silicáticos e pelíticos; aureóla de metamorfismo de contato com granada e sillimanita nos contatos com o Granito Rio Pequeno. Idade de cristalização paleoproterozóica (ca. 2,0 Ga - U-Pb SHRIMP em zircão - Hartmann *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005) com abundantes heranças arqueicas (3,3 - 2,7 Ga - U-Pb SHRIMP em zircão - Basci *et al.*, 2010) e evento de migmatização neoproterozóico (630-590 Ma - U-Pb SHRIMP em zircão - Silva *et al.*, 2005; Basci *et al.*, 2010).



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM PETROLOGIA E MINERALOGIA
TESE DE DOUTORADO

ANEXO A

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PORTO BELO-CAMBORIÚ
(modificado de UFRGS, 2000 e Bitencourt, 1996)

2011

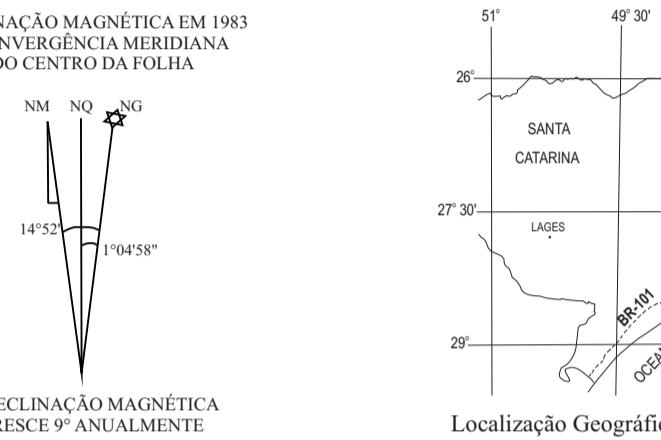
1000 2000 3000 m

ESCALA 1:50.000

Luana Moreira Florisbal

DATUM VERTICAL: MAREÓGRAFO DE IMBITUBA, SC
DATUM HORIZONTAL: CHUA - MG (SAD-69)

Base Cartográfica: Carta Topográfica 1: 50 000 (IBGE, 1983),
Folha Camboriú - SG-22-Z-D-II/2-III-1.



DOMÍNIO SUL

Rochas metamórficas do Complexo Porto Belo e rochas graníticas neoproterozóicas pertencentes ao Batólito Florianópolis.

Cobertura Sedimentar

Granito Morro dos Macacos

Biotita sieno- a monzogranitos; conteúdo de máficos inferior a 5%; textura equigranular a heterogranaular de granulação média; alâmita, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios; enclaves microgranulares maficos e diques simplicíticos; corpos dioríticos grandes raros; foliação magmática fracamente desenvolvida. Idade de cristalização 590±3,3 Ma (U-Pb TIMS em zircão - Chemale Jr. *et al.*, 2003).

Granito Zimbros

Biotita sieno- a monzogranito foliado (S₁ e S₂); textura heterogranaular a porfítica, quartzo azul subédrico; alâmita, apatita, zircão, titanita, ilmenita e rara fluorita como minerais acessórios; enclaves maficos microgranulares e diques simplicíticos; duas fácies, uma rica em biotita com margens restritas e outra leucogranítica.

Complexo Granítico Estaleiro

(Hornblenda)-biotita granodiorito porfítico. (Granodiorito Estaleiro) de matriz heterogranaular média a fina, maciço ou foliado (S₁); titanite, apatita, zircão e magnetita como minerais acessórios; enclaves e *schlieren* dioríticos, diques simplicíticos quartzo dioríticos a granodioríticos; abundantes veios graníticos, sobretrato na porção milonítica; corpos maficos tabulares subordinados. Idade de cristalização 602±3,4 Ma (U-Pb TIMS em zircão - Chemale Jr. *et al.*, 2003).

Granito Mariscal

Biotita-muscovita sienogranito de textura heterogranaular fina a média com fenocristais de feldspatos esparsos ou localmente concentrados; variedades de textura porfítica de ocorrência subordinada; zircão, ilmenita e apatita como minerais acessórios; titanite e granada raramente identificadas; foliação magmática (S₁) subordinada ao bandamento das rochas encaixantes e paralela à foliação principal das rochas encaixantes e parcialmente transposta pela foliação milonítica (S₂) em zonas de alta deformação. Idade de cristalização 609±8 Ma com heranças paleoproterozóica (2,0-2,2 Ga) e neoproterozóica (700, 850 e 950 Ma) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão - Florisbal *et al.*, 2011).

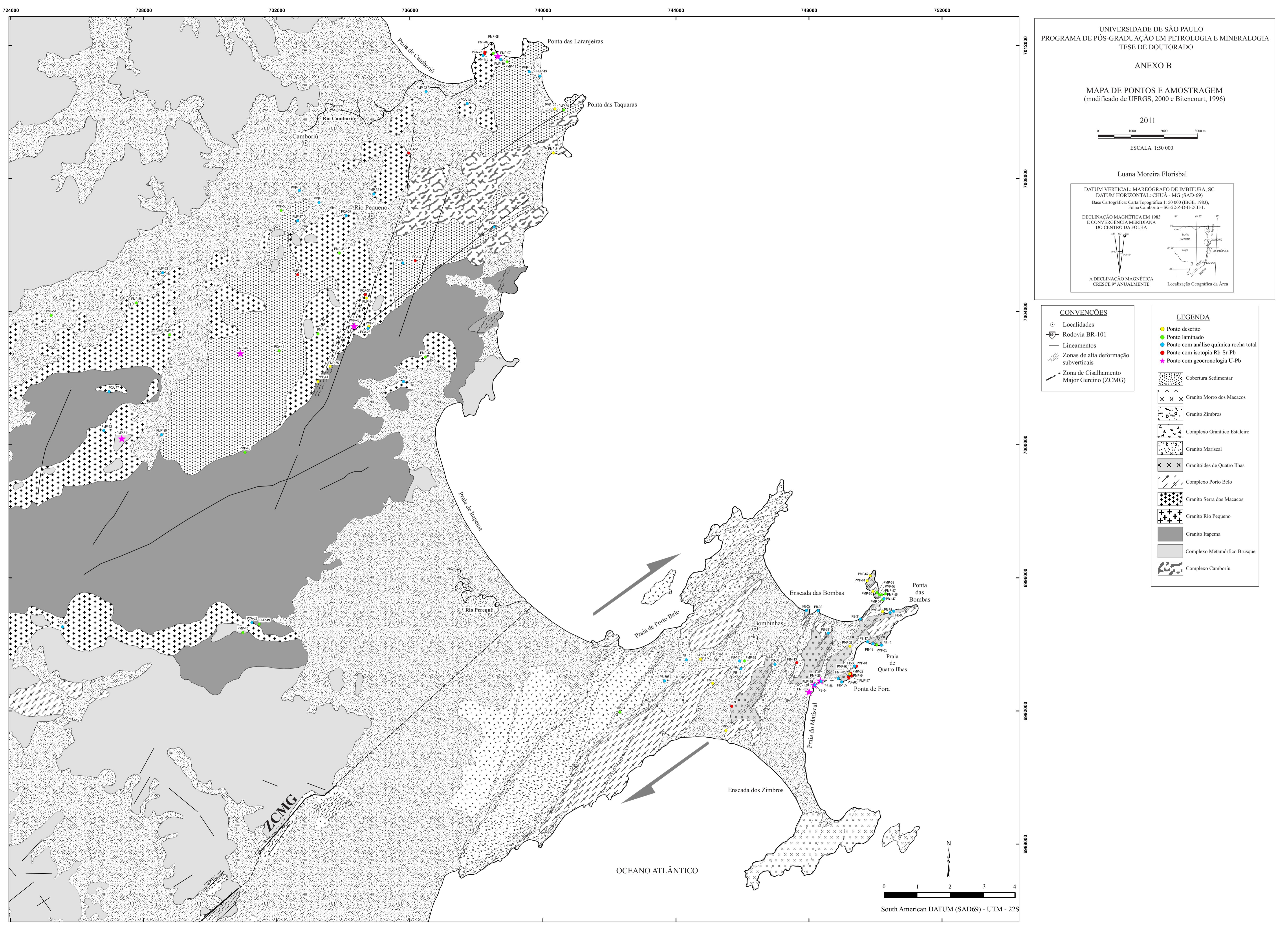
Granitóides de Quatro Ilhas

Biotita monzogranitos (bmz), localmente gradando para leucogranitos (lgc), e muscovita-biotita granodioritos a mafos; textura foliada, de tecido granular e granofácies a máfico grossa; zircão, apatita e titanita são minerais acessórios comuns a todas as variedades; alâmita restrita à hmz e mbgd; granada é raramente identificada na lgc; corpos tabulares, concordantes a subconcordantes, de espessura m- a cm- de biotita sienogranitos de textura equigranular fina e raros corpos maficos, todos com a mesma foliação magmática (S₁), subparalela à foliação principal das rochas encaixantes e parcialmente transposta pela foliação milonítica (S₂) em zonas de alta deformação. Idade de cristalização 625±7 Ma para o bmz, com heranças neoproterozóica (ca. 900 Ma para o mbgd, e 650-700 Ma para ambos - U-Pb LA-ICP-MS em zircão - Florisbal *et al.*, 2011).

Complexo Porto Belo

Ortogonalissas de composição granítica a granodiorítica, com subordinação de metatatolitos e biotita gnaissas finamente foliadas; bandamento gnaissico de fácies anfibolito (S₁) originalmente subhorizontal, transposto por deformação milonítica (S₂) ao longo de zonas de alta deformação; ocorrência local de lentes de tonalito e corpos tabulares de xistos maficos de textura fina e espessura métrica. Idade de cristalização 646±15 Ma (Chemale *et al.*, 2003).

ANEXO B



ANEXO C



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

Luana Moreira Florisbal ^{a,*}, Valdecir de Assis Janasi ^a, Maria de Fátima Bitencourt ^b, Larry M. Heaman ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP 05508-080, Brazil

^b Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 Porto Alegre, 91500-000 RS, Brazil

^c Department of Earth and Atmospheric Sciences, 4-18 Earth Sciences Building, University of Alberta, Edmonton, Alberta T6G 2E3, Canada

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 May 2011

Received in revised form 23 June 2012

Accepted 29 June 2012

Available online 14 July 2012

Keywords:

Post-collisional

Syntectonic granite

Zircon U–Pb LA-MC-ICP-MS

Pluton growth

ABSTRACT

LA-MC-ICP-MS U–Pb zircon dating was performed on syntectonic, early post-collisional granitic and associated mafic rocks that are intrusive in the Brusque Metamorphic Complex and in the Florianópolis Batholith, major tectonic domains separated by the Neoproterozoic Major Gercino Shear Zone (MGSZ) in south Brazil. The inferred ages of magmatic crystallization are consistent with field relationships, and show that the syntectonic granites from both domains are similar, with ages around 630–620 Ma for high-K calc-alkaline metaluminous granites and ca. 610 Ma for slightly peraluminous granites. Although ca. 650 Ma inherited zircon components are identified in granites from both domains, important contrasts on the crustal architecture in each domain are revealed by the patterns of zircon inheritance, indicating different crustal sources for the granites in each domain. The granites from the southern domain (Florianópolis Batholith) have essentially Neoproterozoic (650–700 Ma and 900–950 Ma) inheritance; with a single 2.0–2.2 Ga inherited age obtained in the peraluminous Mariscal Granite. In the northern Brusque Metamorphic Complex, the metaluminous Rio Pequeno Granite and associated mafic rocks have scarce inherited cores with ages around 1.65 Ga, whereas the slightly peraluminous Serra dos Macacos Granite has abundant Paleoproterozoic (1.8–2.2 Ga) and Archean (2.9–3.4 Ga) inherited zircons. Our results are consistent with the hypothesis that the MGSZ separates domains with distinct geologic evolution; however, the contemporaneity of 630–610 Ma granitic magmatism with similar structural and geochemical patterns on both sides of this major shear zone indicates that these domains were already part of a single continental mass at 630 Ma, reinforcing the post-collisional character of these granites.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Brasiliano Orogenic Cycle in southern Brazil is characterized by abundant granite magmatism, however their tectonic setting is still controversial. For example, 630–590 Ma granites emplaced along the major shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt are considered post-collisional by some authors (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2009a,b, 2012, in press; Peternell et al., 2010), while others interpret some of this magmatism to be arc-related, implying that the distinct geologic domains where they occur were juxtaposed after their emplacement (Basei et al., 2000, 2008).

The Major Gercino Shear Zone in the Santa Catarina State separates two major tectonic domains, the northern domain consists of the Brusque Metamorphic Complex plus a gneiss–migmatite

basement association (the Camboriú Complex), and the southern domain is largely dominated by Neoproterozoic granites (the Florianópolis Batholith). A comparison between apparently correlated granites from these two domains can be very useful to address questions on the relationship between these magma systems and their geologic setting. Moreover, careful field, geochemical and geochronological studies of these plutons can provide insight to the currently much-debated issue of how granitic plutons grow and evolve, either in initially large magma chambers or as incrementally accumulated reservoirs (Menand et al., 2011). In addition, a better understanding of granite genesis has implications for addressing fundamental questions in petrology and structural geology, such as how continental crust is assembled, how fabric relations in and around plutons should be interpreted, and how granitic systems evolve.

The purpose of this paper is two-fold: (i) to describe and interpret the space–time link of post-collisional granitic associations on both sides of the Major Gercino Shear Zone, in order to elucidate the history of these granites in south Brazil; (ii) to highlight the

* Corresponding author. Tel.: +55 11 3091 4023; fax: +55 11 8980 9100.

E-mail address: geoluana@yahoo.com.br (L.M. Florisbal).

importance of detailed field work and in situ U-Pb zircon dating to obtain magmatic crystallization ages. An integrated approach, based upon structural geology, petrography and LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon dating, is used to evaluate the spatial and temporal relation of these granitic rocks.

2. Geological setting

The Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle in southern Brazil is represented by arc and collisional settings, the main collisional episode dated at ca. 650 Ma. The post-collisional period (630–590 Ma) is marked by intense magmatism along the major shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt (Bitencourt and Nardi, 2000). In this setting, the emplacement of a large variety of granitic rocks was controlled by transcurrent tectonism within a NE-trending belt which lies parallel to the coast from southern Brazil to Uruguay (Fig. 1a). This granitic belt, exposed for ca. 800 km along strike with an average width of 150 km, is referred to as the Pelotas Batholith in Rio Grande do Sul, Florianópolis Batholith in Santa Catarina, and Aiguá Batholith in Uruguay. It comprises large volumes of acid rocks, with subordinate amounts of coeval mafic material forming enclaves, synplutonic dykes or small plutons, all related to transpressional tectonism (Bitencourt and Nardi, 2000), and possibly formed in the 650–500 Ma time interval (Basei et al., 2000).

The Catarinense Shield (Fig. 1b), situated at the northern tip of the granitic belt, is crosscut by two main structures, the Itajaí Shear Zone (ISZ) and the Major Gercino Shear Zone (MGSZ), both being part of the Southern Brazilian Shear Belt. These structures are NE-trending, have dextral transcurrent kinematics and controlled the emplacement of several granitic bodies with diverse geochemical and isotopic signatures (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2009a,b, 2012, in press), as well as the opening and evolution of molassic basins with associated alkaline magmatism. Relative to the MGSZ, the granitic rocks from the Catarinense Shield may be referred as belonging to North and South domains.

Magmatism within the granitic belt in Santa Catarina is interpreted by Bitencourt and Nardi (1993, 2000), Florisbal et al. (2005, 2009a, 2012, in press), Peternell et al. (2010) to have formed in a post-collisional setting, and controlled by lithospheric-scale shear zones near the end of the Brasiliano Cycle. Despite many recent U-Pb geochronological studies (Silva, 1999; Silva et al., 1999, 2000, 2002, 2003, 2005; Basei et al., 2000, 2005, 2008; Chemale et al., 2003, 2012; Oyhantçabal et al., 2007, 2009), uncertainties persist regarding the relation between magma generation and tectonic activity within the whole granitic belt.

The definition, extent and tectonic setting of the Florianópolis Batholith, as well as of its correlated batholiths to the south, is much debated. Basei et al. (2000, 2008, 2011), Chemale et al. (2003), Passarelli et al. (2010), Passarelli and Basei (1996) restrict this designation to granite plutons outcropping south of the MGSZ and conclude that the batholith was formed in a magmatic arc setting. According to this interpretation, the batholith results from continental arc granitic magmatism involving significant reworking of crustal sources at ca. 610 Ma, and would have been formed due to E-directed subduction of the Luis Alves Craton beneath the Kalahari Craton. One important argument that supports this interpretation is the contrast in isotopic signatures (see also Mantovani et al., 1987; Babinski et al., 1997) obtained for granitic rocks on each side of the shear zone. In this model, the MGSZ would represent a suture zone separating two distinct terranes that would have collided at ca. 530 Ma (Basei et al., 2008). The granites intrusive into metasedimentary rocks north of the MGSZ are therefore considered to be anorogenic. In contrast, the studies of Bitencourt and Nardi (1993, 2000), Hartmann et al. (2003), Florisbal et al.

(2009a, in press), Peternell et al. (2010), Guadagnin et al. (2010), among others, interpret the Florianópolis Batholith as part of a post-collisional granitic belt. Most of the latter studies highlight the close relation between transcurrent tectonic activity and magmatism in the granitic belt. The MGSZ is interpreted by Bitencourt and Nardi (2000) as a transcurrent shear zone that has controlled ascent and emplacement of granitic magmas either north or south of it, as part of the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB). The deformation intensity of this syntectonic magmatism would depend on its location of emplacement relative to the main deformation sites within the shear belt.

In the present study we use the term Florianópolis Batholith to refer to the granitic bodies located within and to the south of the Major Gercino Shear Zone. Those located to the north, intrusive in metasedimentary rocks of the Brusque Metamorphic Complex, are treated separately. The MGSZ corresponds to a significant boundary and in order to better understand its tectonic significance we have investigated in more detail the timing of granitic magmatism and nature of zircon inheritance in crustal domains that border this crustal-scale shear zone.

2.1. North Domain: Brusque Metamorphic Complex, its basement and intrusive granites

The North Domain (ND) comprises mainly the Brusque Metamorphic Complex, with sparse occurrences of the Camboriú Complex and granitic rocks that are intrusive in both complexes. Some of the main geological, geochronological and isotopic features of the rock units that compose the ND are presented in Chart 1.

The Brusque Metamorphic Complex (BMC) is exposed over most of the area located between the Major Gercino and Itajaí Shear Zones (Figs. 1b and 2). It consists mainly of supracrustal rocks comprising clastic and chemical metasedimentary sequences with interleaved magnesian schists and some felsic, mafic and ultramafic metavolcanic rocks, all metamorphosed at greenschist to amphibolite facies conditions (Basei, 1985, 1990; Silva, 1991; UFRGS, 2000; Philipp et al., 2004; Campos and Philipp, 2007). Silva (1991), Philipp et al. (2004) and Campos and Philipp (2007) proposed that a basin developed in a rift system and evolved to a continental margin without generation of oceanic crust. Campos and Philipp (2007) conclude that the BMC ultramafic and mafic rocks are not related to oceanic crust generation, showing instead continental tholeiitic affinity. In contrast, Basei (1985) and Basei et al. (2008) propose that the Brusque basin formed in a Neoproterozoic continental margin with development of oceanic crust after a rifting phase (at ~840 Ma) associated with the generation of deformed A-type granitoids that intrude the Complex.

The basement of the Brusque Complex is a gneiss–migmatite complex dominated by reworked Paleoproterozoic rocks named the Camboriú Complex (CC) by Chemale et al. (1995). In the original definition, this unit was considered to encompass all gneisses and migmatites occurring south of the Camboriú region (Fig. 2). Several authors (e.g. Basei, 1985; Basei et al., 2000; Lopes, 2008) restrict this name to the rocks located north of the MGSZ. UFRGS (2000), Lopes (2008), and Peternell et al. (2010) interpret these gneisses as roof pendants in the Neoproterozoic granites. The following describes the various granitic plutons that intrude the BMC and/or its basement.

The Itapema Granite (IG), as defined by Bitencourt and Nardi (2004), corresponds to a large mass of granitic rocks of unknown age that intrude the CC gneissic migmatites (Fig. 2). The geometry and distribution of its magmatic foliation suggests that the IG is a sub-horizontal sheet-like intrusion whose emplacement was controlled by thrusting under upper-amphibolite facies conditions. Its origin is consistent with melting of amphibolitic sources

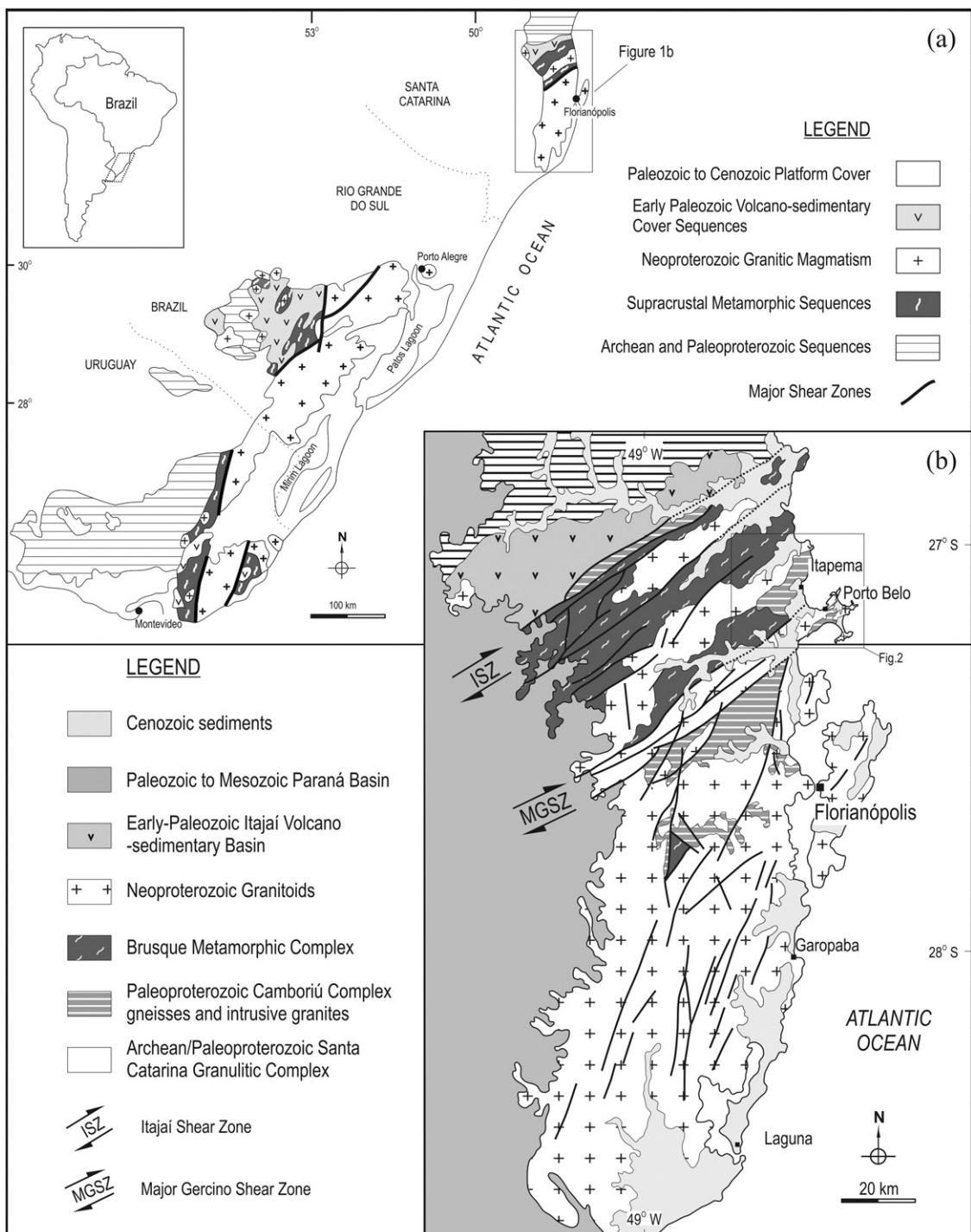


Fig. 1. (a) Localization and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonic features in the state of Santa Catarina, Brazil, with indication of the study area.

(Bitencourt and Nardi, 2004). Basei (1985) and Lopes (2008) interpret this granite as a Neoproterozoic diatexite produced by partial melting of the CC gneisses.

The CC, BMC and IG host two types of granitic intrusions, the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites, both lacking the flat-lying foliation of the basement. Chilled margins of these granitoids against the Itapema Granite were reported by Bitencourt and Nardi (2004), and their contact metamorphic aureoles developed in a variety of host rocks, such as marbles and pelitic schists, range from albite-epidote to pyroxene-hornfels conditions (Philipp et al.,

2004). Peterzell et al. (2010) also report contact metamorphism of Camboriú Complex gneiss xenoliths in the Rio Pequeno Granite.

The Rio Pequeno Granite (RPG), as defined by Peterzell et al. (2010), is composed of porphyritic monzo- to syenogranites with feldspar megacrysts set in a heterogranular matrix. Biotite is the main mafic mineral in the majority of granite with color indices of 7; hornblende occurs in some samples with higher color indices of 12. Magmatic foliation in the RPG is marked by the alignment of igneous biotite flakes or aggregates, feldspar megacrysts, and less commonly cm-sized, elongate mafic microgranular enclaves.

<p>SERRA DOS MACACOS GRANITE (SMG) - equigranular, medium- to fine-grained, biotite syeno- to monzogranites with muscovite; sparse 1cm-long feldspar crystals commonly surrounded by larger biotite flakes; quartz as aggregates of round crystals; poorly-developed magmatic foliation, marked by homogeneously distributed micas; biotite may form small clusters; allanite, titanite, apatite, zircon and magnetite as accessory phases. Crystallization age 611±9 Ma with Archean (3.4-2.9 Ga), Paleoproterozoic (2.1-1.8 Ga) and minor Neoproterozoic (700 Ma) inheritance (zircon U-Pb LA-ICP-MS - this study). Nd model ages (TDM) 2.5-3.0 Ga (Chemale Jr. et al., 2003; Lopes, 2008; Florisbal et al., 2010).</p> <p>RIO PEQUENO GRANITE (RPG) - foliated, coarse- to very coarse grained, porphyritic biotite monzo- to syenogranite with irregular occurrence of hornblende-biotite monzogranite; feldspar megacrysts, often showing crenulated contacts, are immerse in heterogranoanular matrix; allanite, titanite, epidote, ilmenite, apatite, and zircon as accessory phases; local occurrence of mafic microgranular enclaves, mafic and felsic synplutonic dykes; magmatic foliation controlled by the geometry of the country rocks, with rare and sparse high-strain, solid-state deformation zones. Crystallization age 622±15 Ma, coeval quartz-dioritic dyke 626±7 Ma, Neoproterozoic (ca. 660 and 730 Ma) and Mesoproterozoic (1.6 Ga) inheritances (zircon U-Pb LA-ICP-MS - this study). Nd model ages (TDM) 1.7-2.3 Ga (Chemale Jr. et al., 2003; Lopes, 2008; Florisbal et al., 2010).</p> <p>ITAPEMA GRANITE (IG) - foliated biotite monzogranite to granodiorite with hypidiomorphic heterogranoanular texture; abundant schlieren of irregular distribution and xenoliths with variable degrees of assimilation; titanite and allanite as main accessory phases; well-developed magmatic foliation with local concordant mylonitic structure, both concordant with the main BMC schistosity and CC banding (UFRGS, 2000; Bitencourt and Nardi, 2004). Crystallization age 2.02 Ga (zircon U-Pb SHRIMP – Hartmann et al., 2003) or 0.64 Ga (zircon U-Pb SHRIMP – Basei et al., 2010). Nd Model ages (TDM) 2.4-2.8 Ga (Chemale Jr. et al., 2003; Lopes, 2008).</p> <p>BRUSQUE METAMORPHIC COMPLEX (BMC) - metasedimentary and metavolcanic sequences interleaved along the main foliation, S2, with generally concordant tabular bodies of peraluminous leucogranites; greenschist to lower-amphibolite facies regional metamorphism; albite-epidote to hornblende-hornfels facies contact metamorphism near the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites (UFRGS, 2000; Philipp et al., 2004). 2.02±7 Ga maximum depositional age (quartzite detrital zircon U-Pb SHRIMP – Hartmann et al., 2003). Nd Model age (TDM) 1.7 Ga (basic metavolcanic rock interleaved in metasediments – Basei et al., 1990).</p> <p>CAMBORIÚ COMPLEX (CC) - banded to thinly-laminated rocks comprising tonalites and granodiorites, amphibolites, migmatitic paragneiss and orthogneiss with granitic to leucogranitic injection phases of variable thickness, concordant or not with the main structure; magmatic or medium- to high-grade metamorphic banding, originally sub-horizontal; banded igneous varieties contain many xenoliths of quartz feldspathic, amphibolitic, calc-silicate and pelitic gneiss (UFRGS, 2000); garnet-sillimanite contact metamorphism assembly related to the Rio Pequeno Granite (Paternell et al., 2010). Paleoproterozoic crystallization age (ca. 2.0 Ga – zircon U-Pb SHRIMP – Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2005) with abundant Archean inheritance (3.3 – 2.7 Ga – zircon U-Pb SHRIMP – Basei et al., 2010); and Neoproterozoic migmatization event (630-590 Ma – zircon U-Pb SHRIMP – Silva et al., 2005; Basei et al., 2010). Nd model ages (TDM) 3.0-1.5 Ga; major concentration in 2.5 Ga (Lopes, 2008).</p>	<p>MORRO DOS MACACOS GRANITE (MMG) - biotite syeno- to monzogranites; mafic content less than 5%; medium-grained equigranular to heterogranoanular texture; titanite, allanite, apatite, zircon, as accessory phases; mafic microgranular enclaves and synplutonic dykes; rare larger dioritic bodies; poorly-developed magmatic foliation (Bitencourt, 1996). Crystallization age 590±3.3 Ma (zircon U-Pb TIMS - Chemale Jr. et al., 2003). Nd model age (TDM) 1.4 Ga (Chemale Jr. et al., 2003).</p> <p>ZIMBROS INTRUSIVE SUITE </p> <p>ZIMBROS GRANITE (ZG) - foliated biotite syeno- to monzogranite (S0 and Sm); heterogranoanular to porphyritic texture, subhedral bluish quartz; allanite, apatite, zircon, titanite, ilmenite and rare fluorite as accessory phases; mafic microgranular enclaves and synplutonic dykes; two compositional facies of gradational contacts, a biotite-rich one, with chilled margin, and a leucogranitic one (Bitencourt, 1996).</p> <p>ESTALEIRO GRANITIC COMPLEX (EGC) - (hornblende)-biotite porphyritic granodiorite (Estaleiro Granodiorite) with medium- to fine-grained heterogranoanular matrix, massive or foliated (S0) to mylonitic (Sm); titanite, apatite, zircon and magnetite as accessory phases; dioritic enclaves and schlieren, quartz dioritic to granodioritic synplutonic dikes, abundant granitic veins, mainly in the mylonitic portion; subordinate tabular mafic bodies (Bitencourt, 1996). Crystallization age 602±3.4 Ma (zircon U-Pb TIMS - Chemale Jr. et al., 2003). Nd model age (TDM) 1.5 Ga (Chemale Jr. et al., 2003).</p> <p>MARISCAL GRANITE (MG) - foliated biotite-muscovite syenogranite of medium- to fine-grained, heterogranoanular texture with scattered or locally concentrated feldspar megacrysts; subordinate porphyritic varieties of cumulative character; abundant country rock xenoliths; zircon, ilmenite and apatite as accessory phases; tourmaline and garnet rarely found; magmatic foliation (S0) subparallel to the country rocks, transposed by mylonitic foliation (Sm) in high strain zones. Crystallization age 609±8 Ma with Paleoproterozoic (2.0-2.2 Ga) and Neoproterozoic (700, 850 and 950 Ma) inheritances (zircon U-Pb LA-ICP-MS - this study). Nd model ages (TDM) 1.4 and 2.0 Ga (Chemale Jr. et al., 2003; Florisbal et al., 2010).</p> <p>QUATRO ILHAS GRANITOIDS (QIG) - coarse- to very coarse grained porphyritic biotite monzogranites, locally grading into leucosyenogranites, and muscovite-biotite granodiorites to monzogranites; zircon, apatite, tourmaline and ilmenite are accessory phases common to all varieties; allanite is restricted to muscovite-biotite granodiorites and biotite monzogranites; garnet is rarely found in the leucogranites; concordant to subconcordant, fine-grained biotite syenogranite, and rare m- to cm-thick mafic tabular bodies, all sharing a common magmatic foliation (S0) subparallel to the country rock main structure, partly transposed by mylonitic foliation (Sm) in high-strain zones. Crystallization age 625±7 Ma for the muscovite-biotite granitoids, 614±4 Ma for the biotite monzogranites, with Neoproterozoic inheritance (ca. 900 Ma for the first one, and 650-700 Ma for both - zircon U-Pb LA-ICP-MS - this study). Nd model ages (TDM) 1.4-1.6 Ga (Chemale Jr. et al., 2003; Florisbal et al., 2010).</p> <p>PORTO BELO COMPLEX (PBC) - granitic to granodioritic orthogneisses, with subordinate occurrence of metatonalites and thinly-laminated biotite gneiss; amphibolite facies gneissic banding (Sb) originally sub-horizontal, transposed by mylonitic foliation (Sm) within high-strain zones; local occurrence of m-thick, fine-grained, foliated tonalite lenses and tabular bodies (former dykes) of mafic schists. Crystallization age 646±15 Ma and Nd model age (TDM) 1.35 Ga in foliated tonalite (zircon U-Pb TIMS - Chemale Jr. et al., 2003).</p>
---	--

Chart 1. Diagnostic features, geochronological and isotopic Sm–Nd data of the Precambrian lithostratigraphic units in the Camboriú–Porto Belo region.

Meter to decameter-sized xenoliths of marble, high-grade metamorphosed banded iron formation, banded orthogneisses and calc-silicate rocks are present. Quartz monzodioritic to dioritic synplutonic dykes are locally observed in some outcrops near Balneário Camboriú (e.g., sample 07; location in Fig. 2).

The meso- and microstructural features of the pluton are described in detail in Peternell et al. (2010). The magmatic foliation generally dips steeply either NW or SE, but may locally show E-W and N-S strike. The weakly to well-developed foliation rarely bears a weak sub-horizontal lineation, defined by the

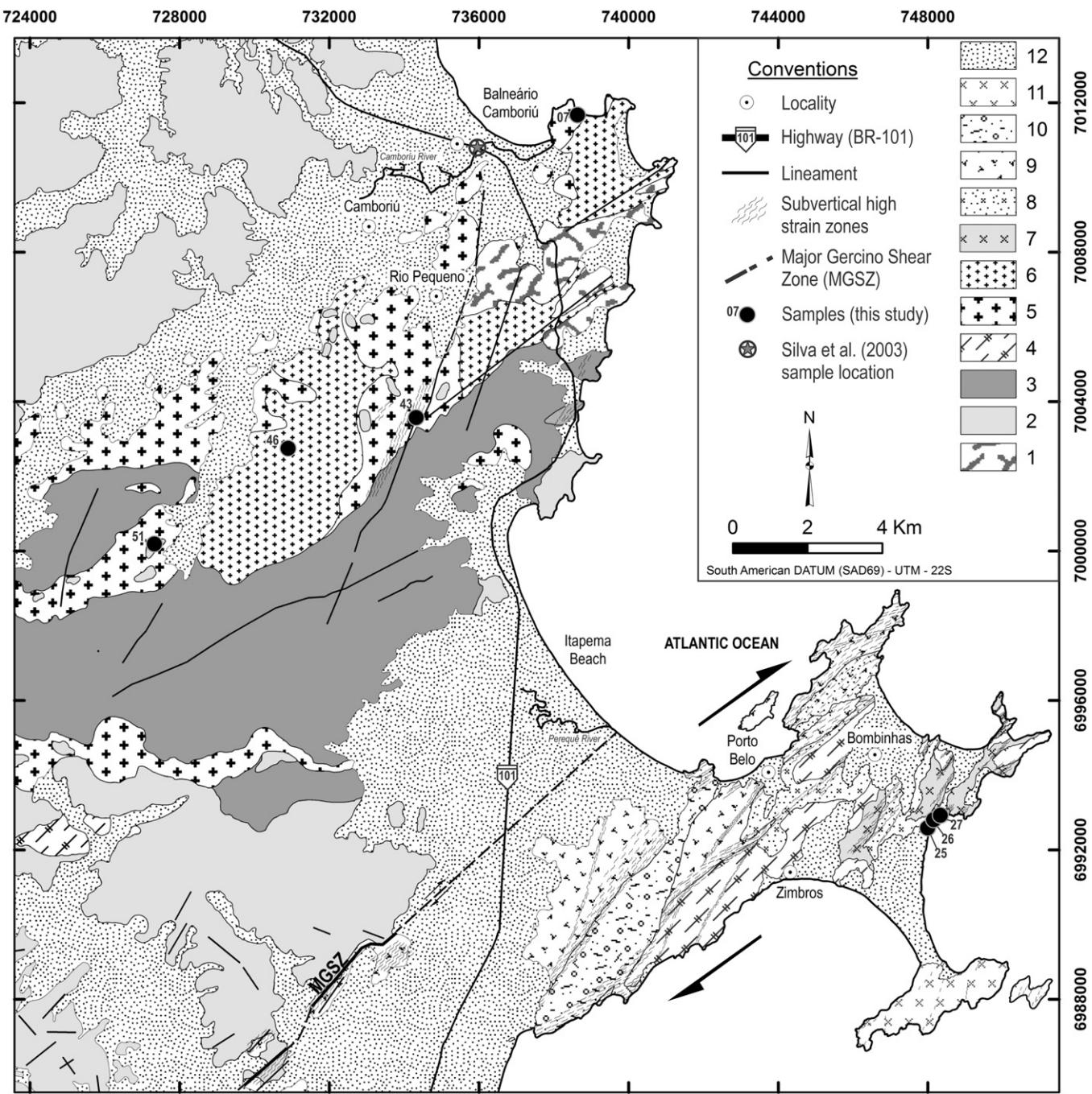


Fig. 2. Geological map of the Camboriú–Porto Belo region (modified from UFRGS, 2000; Bitencourt, 1996). Camboriú Complex (1); Brusque Metamorphic Complex (2); Itapema Granite (3); Porto Belo Complex (4); Rio Pequeno Granite (5); Serra dos Macacos Granite (6); Quatro Ilhas Granitoids (7); Mariscal Granite (8); Estaleiro Complex (9); Morro dos Macacos Granite (10); Zimbros Granite (11); Cenozoic sedimentary cover (12).

feldspar long axes. Magmatic S–C structures and magmatic shear zones are locally developed, indicating dextral sense of shear. High temperature, high-strain zones are very rare and are characterized by strong deformation of the feldspar megacrysts, forming augen-like crystals and long ribbons of quartz. The horizontal lineation is well-developed in these subvertical zones. The high temperature structures are often overprinted by low-temperature strain, sometimes accompanied by brittle deformation.

The Serra dos Macacos Granite (SMG) is the youngest granitic body known in this region, as evidenced by cross-cutting field relations (Fig. 2). It comprises equigranular, medium- to fine-grained biotite/muscovite syeno- to monzogranite. Scattered, up to

1 cm-long euhedral feldspar crystals commonly mantled by coarse-grained biotite are a common feature, and seem to correspond to xenocrysts or microxenoliths. The SMG forms several tabular intrusions that have sharp contacts with the country rocks. Large xenoliths of the CC are common, usually showing sharp, straight boundaries. The contacts with the Rio Pequeno Granite varies, typically it is straight and sharp but more diffuse contacts, suggestive of low temperature contrast, are also observed. Large fragments of porphyritic RPG with diffuse contacts are often observed, showing progressive assimilation by fine-grained monzogranite. Also common are veins and cm-thick tabular bodies of the SMG intrusive in the RPG, BMC and CC.

A weak magmatic foliation is present throughout the entire area. According to [Peternell et al. \(2010\)](#), the foliation generally dips steeply either NW or SE, and rarely bears a weak sub-horizontal lineation given by the feldspar long axes. As in the RPG, the shape alignment of igneous crystals without further internal deformation was used to interpret these structures as magmatic.

Previous geochronological data for the RPG and SMG have relatively large analytical uncertainties that hinder detailed resolution of their emplacement ages and relationship with the main structural framework of the post-collisional granitic magmatism. For example, the U–Pb SHRIMP zircon ages of 593 ± 16 Ma ([Silva et al., 2003](#)) for the RPG and 610 ± 6 Ma ([Silva et al., 2005](#)) for the Guabiruba Granite (considered as equivalent to the SMG) overlap within the stated analytical uncertainties but could have emplacement ages that are different by up to ~ 30 m.y. Higher precision ages are required to better constrain emplacement ages and the temporal evolution of these granites in relation to the syn-transcurrence magmatism of the neighbouring Florianópolis Batholith.

[Peternell et al. \(2010\)](#) also recognized a relatively cold shearing episode (lower greenschist facies conditions) acting along a conjugate set of centimeter to meter-wide, discrete shear zones affecting all rock units in this geological domain. Later reactivations of this system under brittle conditions are widespread, as observed in the RPG.

2.2. South Domain: The Florianópolis Batholith

The MGSZ separates metasedimentary rocks of the BMC from granitic rocks of the Florianópolis Batholith ([Figs. 1b and 2](#)) located in the South Domain. In the Porto Belo region granitic magmatism within the MGSZ formed several strongly deformed, NE-elongated bodies, while outside the shear zone contemporaneous granites are relatively undeformed ([Fig. 2](#)).

In the South Domain (SD) the country rocks are remnants of tonalitic to granodioritic gneisses correlated with the Camboriú Complex by [Chemale et al. \(1995\)](#). In the present study, we refer to these rocks as the Porto Belo Complex, which is probably developed over Neoproterozoic protoliths, and therefore not related to the CC. [Chart 1](#) summarizes some of the main geological, geochronological and isotopic features of the rocks that compose the South Domain in the study area.

The Porto Belo Complex (PBC) was described as the granitic country rocks in the Porto Belo region by [Bitencourt \(1996\)](#). It comprises an association of orthogneisses of granitic, granodioritic and tonalitic composition, with minor occurrences of thinly laminated biotite gneiss. At least one metamorphic event of amphibolite facies was described in these rocks ([Silva, 1991](#)). The originally sub-horizontal mylonitic gneissic banding, formed during a tangential tectonic regime, was strongly transposed by the transcurrent deformation of the MGSZ, mainly along high-strain zones. Several granitic plutons intrude this complex, most of them emplaced within the MGSZ as successive syntectonic magma pulses ([Bitencourt, 1996](#)).

The Quatro Ilhas Granitoids and the Mariscal Granite represent the early phase of syntectonic magmatism in the MGSZ ([Bitencourt, 1996](#)). They are intrusive in the PBC rocks and were influenced by tangential tectonic activity during their emplacement, followed shortly after by transcurrent deformation. Both units form elongate, NS- to NNE-oriented, discontinuous bodies, and are predominant in the eastern part of the Porto Belo region ([Fig. 2](#)). The study of mesoscale features and microstructures of these granites indicate they are important markers of progressive shearing, starting with a subhorizontal shear plane and evolving into steep shearing under decreasing temperature conditions ([Bitencourt and Kruhl, 2000](#)).

The Quatro Ilhas Granitoids (QIG) correspond to coarse- to very coarse-grained porphyritic biotite monzogranites locally grading

into leucosyenogranites; muscovite–biotite granodiorites to monzogranites are less abundant. All three varieties contain feldspar megacrysts set in a medium- to coarse-grained matrix with biotite as the only mafic phase. The muscovite–biotite granodiorites are enriched in biotite compared to the other varieties; typical color indices are 9 for muscovite–biotite granodiorites, 6 for biotite monzogranites and 3 for leucogranites.

Field relations suggest that the muscovite–biotite granodiorite is older than the biotite monzogranite, and that the latter is coeval with the leucogranite ([Florisbal et al., 2012](#)). Contacts with the PBC country rocks are mostly sharp, but in some places they are diffuse and suggestive of assimilation by the QIG. The QIG host abundant dm-thick veins of fine-grained grey biotite syenogranite which are predominantly concordant with the main foliation; however, discordant contacts are locally seen.

Evidence of coeval mafic magmatism is scarce. It is restricted to strongly deformed, locally dismembered tabular bodies of gabbro to quartz gabbro composition within the biotite monzogranites.

The original geometry of the QIG intrusion is masked by the transcurrent deformation which reorganized the primary structures into a NE subvertical fabric that predominates the whole area. Nevertheless, in localities where the contacts with the country rocks are visible outside the high strain zones, parallelism of the subhorizontal structures in both rock types suggests that the intrusion was originally concordant, with sheet-like tabular geometry. The occurrence of megaxenoliths of country rocks parallel to the main planar structure of the granites is also suggestive of this original geometry ([Bitencourt, 1996](#)).

The main foliation is NE-striking and dips steeply either NW or SE; it is marked by the alignment of feldspar megacrysts, either euhedral or strongly deformed, quartz ribbons and biotite aggregates. The sub-horizontal lineation is marked by the alignment of feldspars. The foliation and lineation are both interpreted by [Bitencourt \(1996\)](#) and [Bitencourt and Kruhl \(2000\)](#) as magmatic. High strain zones are common, and characterized by strong deformation of the feldspar megacrysts, which form augen-like crystals, and by long ribbons of quartz. These high strain zones occur as meter to decameter-sized tracks concordant to the main structure.

The Mariscal Granite (MG) is composed of heterogranular, medium- to fine-grained muscovite–biotite syenogranites showing scattered, up to 1 cm-long euhedral feldspar megacrysts that locally define a porphyritic texture.

The structural characteristics of this granite are similar to the Quatro Ilhas granite; the main difference being that its lineation is not so well marked and is better visualized when feldspar megacrysts are present. In high-strain zones, fine-grained mylonites concentrate in meter to decameter-thick tracks, and ultramylonites occur in some local centimeter to meter thick zones.

The contacts with the PBC country rocks are denoted by a gradual decrease in grain size together with the accentuation of the porphyritic character of granitic rock. Contacts with the QIG biotite monzogranite are diffuse and interfingered, subparallel to the subhorizontal foliation, suggestive of low viscosity contrast.

Country rock xenoliths are abundant, the most common being thinly laminated quartz-feldspathic gneiss, tonalite and QIG varieties. The QIG xenoliths often show sharp contacts, but some show diffusive contacts and irregular shapes that were interpreted by [Bitencourt \(1996\)](#) as indicative of low temperature contrast. Partial assimilation and digestion features of the PBC xenoliths are relatively common, sometimes resulting in the generation of schlieren.

Previous U–Pb zircon TIMS geochronological data for the QIG and MG were presented by [Chemale et al. \(2003\)](#) who reported ages of 641 ± 7 Ma for the Quatro Ilhas Granitoids and 631 ± 13 Ma for the Mariscal Granite. These dates are demonstrated by subsequent in situ U–Pb zircon dating ([Chemale et al., 2011; this work](#)) to be older than the magmatic ages, probably because zircon inheritance

is ubiquitous. This is reinforced by a concordant age of 615 ± 7 Ma obtained by Chemale et al. (2003) for a fine-grained grey syenogranite admitted to be coeval with the biotite monzogranite variety of the QIG. Our recent structural and petrological studies (Florisbal et al., 2012) confirm that these dykes correspond to feeders of the main Mariscal Granite pluton.

The younger Estaleiro Granitic Complex (EG) (Bitencourt, 1996) intrudes the PBC, QIG and MG. It is composed of the Estaleiro Granodiorite, coeval mafic sheets and several granitic veins. The EG is a metaluminous, shoshonitic granitoid and has feldspar megacrysts set in a mafic-rich matrix (up to 20% biotite–amphibole). The main foliation is NE-striking, subvertical, and a progression from undeformed to mylonitic zones is marked by increasing deformation of the feldspars.

The Zimbros Intrusive Suite, of alkaline affinity (Bitencourt, 1996), comprises the Zimbros and Morro dos Macacos granites, as well as a rhyolitic dyke-swarm with subordinate mafic and composite dykes. The foliated, locally mylonitic Zimbros Granite is located within the MGSZ, while the Morro dos Macacos Granite is described by Bitencourt (1996) as synchronous magmatic activity outside the main shear zone.

3. U–Pb zircon LA-MC-ICP-MS geochronology

3.1. Analytical procedures

About 100 crystals were selected from the least magnetic zircon fraction and then secured and polished in a standard epoxy mount. The mount was initially carbon-coated for BSE-image study with a JEOL JSM-5800 scanning-electron microscope (SEM) at the Centro de Microscopia Eletrônica of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil, using 15 kV accelerating voltage and 10 nA current. All dated crystals were studied by BSE before LA-MC-ICP-MS analyses and with cathodoluminescence (CL) after the analyses.

U–Pb LA-MC-ICP-MS data were acquired on single zircon crystals using a Nu-Plasma MC-ICP-MS (Nu Instruments, UK) coupled to a frequency quintupled ($\lambda = 213$ nm) Nd:YAG laser ablation system (New Wave Research, USA) at the Radiogenic Isotope Facility, University of Alberta, Edmonton, Canada. The analytical protocol and collector configuration is described in detail by Simonetti et al. (2005) and allows simultaneous acquisition of masses from ^{238}U to ^{203}Ti .

A 30 s blank analysis prior to ablation was performed to establish the ^{204}Hg contribution to mass 204 and was followed by sample ablation for another 30 s. A thallium solution was aspirated simultaneously during ablation in order to correct for instrumental mass bias. Two in-house standards (LH94-15 and GJ-1-32) were analyzed during each analytical session; GJ-1-32 was used to correct for mass bias (both U/Pb and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) and LH94-15 was analyzed as a blind standard after every 10–12 unknown zircon grains (see supplementary table A1). The signal intensity at mass 204 after correction for ^{204}Hg was typically low (<100 cps). Assuming this residual 204 signal is entirely common lead results in a significant over-correction (data are reversely discordant) so the U–Pb dates reported in Table 2 were not corrected for the presence of initial common Pb. The validity of this approach is demonstrated by comparing the results of the blind standard LH94-15 that has a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ID-TIMS date of 1830 ± 1 Ma (Ashton et al., 1999). The weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date for 38 analyses of LH94-15 over two analytical sessions on March 5 and March 16, 2010 is 1834.9 ± 3.1 Ma (MSWD = 0.68), very close to the ID-TIMS date. The results for this standard during the remaining sessions return average dates slightly older than the ID-TIMS date (supplementary data table A1); 1.0–1.4% higher for sessions 5–7 and 3.4% higher for session 8. The analytical uncertainties listed in Table 2 are

Table 1
UTM coordinates of the analyzed samples.

Sample	Litology	UTM E	UTM N
Camboriú region			
PMP-51A	Bt RPG	0727 336	7000 189
PMP-07C	Qz monzodiorite dike	0738 644	7011 680
PMP-43A	Amph-Bt RPG	0734 324	7003 569
PMP-46A	GSM	0730 904	7002 750
Porto Belo region			
PMP-26C	Ms-Bt QIG	0748 344	6992 912
PMP-27B	Bt QIG	0749 117	6993 027
PMP-25D	GM	0748 157	6992 790

reported at two standard errors and represent numerical propagation of the mass spectrometer measurement error, the uncertainty in the average measured GJ-1-32 value per session, and the external reproducibility (3% for U/Pb and 1% for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). The ages were calculated using the decay constants reported by Jaffey et al. (1971); $^{238}\text{U} - 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr.}^{-1}$ and $^{235}\text{U} - 9.8485 \times 10^{-10} \text{ yr.}^{-1}$ and a $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ratio of 137.88. All U–Pb plots were created using the Isoplot software (Ludwig, 1993).

3.2. Samples and results

Seven samples from four different metaluminous and peraluminous rocks were selected for the U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon age determinations. These samples represent different granites and related mafic rocks from the North and South domains, all of them syntectonic to the Major Gercino Shear Zone. The granites from the North Domain represent the syntectonic magmatism in low strain zones and the South Domain granites represent the early phase syntectonic magmatism within the main deformation site. The selection of the all the spots used for magmatic crystallization age calculation were made on the basis of their associated discordance values. Spots with discordance higher than 10% were excluded. Sample locations are indicated in Fig. 2, and the UTM coordinates of each sample are given in Table 1. The analytical results used for age calculations are presented in Tables 2 and 3. The full U–Pb dataset is presented in supplementary data A2.

3.2.1. Granites from the North Domain

Two porphyritic monzogranites from the Rio Pequeno Granite were analyzed. Sample PMP-51A is the typical biotite monzogranite, and sample PMP-43A is a more mafic hornblende–biotite monzogranite.

The zircon grains from both samples have similar characteristics as observed in the CL images (Figs. 3 and 4). The populations

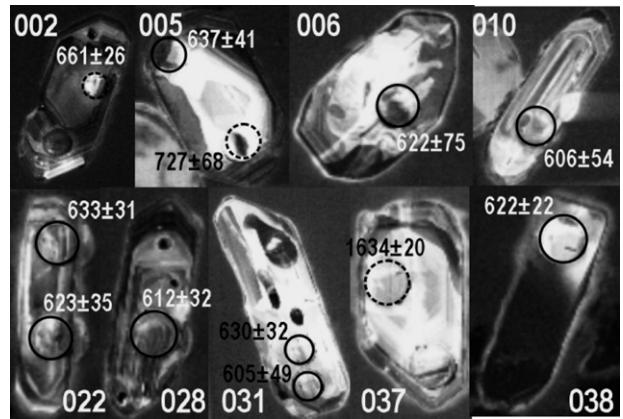


Fig. 3. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-51A (Rio Pequeno Granite – Bt monzogranite). Full lines for magmatic ages, dashed lines for inheritance. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for all ages presented in the figure.

Table 2

LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation for the granite from the North Domain.

Spot	Spot size	Absolute		Absolute			Absolute		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)	Error (Ma)	% Disc									
		$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2σ	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ																
Rio Pequeno Granite (biotite monzogranite) – Sample PMP-51A																								
Magmatic age – % discordance less than 8%																								
PMP-51A-05r	40 μm	0.81263	0.0430	0.09671	0.0048	0.93248	0.06094	0.0012	595	28	604	24	637	41	6.9									
PMP-51A-06c	40 μm	0.79081	0.0404	0.09476	0.0036	0.73608	0.06053	0.0021	584	21	592	23	622	75	6.5									
PMP-51A-10c	40 μm	0.76419	0.0317	0.09225	0.0031	0.79969	0.06008	0.0015	569	18	576	18	606	54	6.5									
PMP-51A-22r	40 μm	0.81251	0.0380	0.09688	0.0043	0.95224	0.06083	0.0009	596	25	604	21	633	31	6.1									
PMP-51A-22c	40 μm	0.83754	0.0344	0.10034	0.0038	0.91897	0.06054	0.0010	616	22	618	19	623	35	1.1									
PMP-51A-28Bc	40 μm	0.76302	0.0276	0.09188	0.0030	0.91494	0.06023	0.0009	567	18	576	16	612	32	7.7									
PMP-51A-31c	40 μm	0.83613	0.0596	0.09985	0.0036	0.50975	0.06073	0.0037	614	21	617	32	630	32	2.7									
PMP-51A-31r	40 μm	0.82364	0.0365	0.09949	0.0038	0.86047	0.06004	0.0014	611	22	610	20	605	49	-1.1									
PMP-51A-38c	40 μm	0.82497	0.0562	0.09887	0.0038	0.56177	0.06052	0.0034	608	22	611	31	622	22	2.4									
Neoproterozoic inheritance																								
PMP-51A-2r	40 μm	0.81918	0.0326	0.09642	0.0037	0.95417	0.06162	0.0007	593	22	608	18	661	26	10.7									
PMP-51A-5c	40 μm	0.94139	0.0552	0.10741	0.0053	0.83588	0.06356	0.0020	658	31	674	28	727	68	10.0									
Mesoproterozoic inheritance																								
PMP-51A-37c	40 μm	4.07923	0.1566	0.29435	0.0109	0.96136	0.10051	0.0011	1663	54	1650	31	1634	20	-2.1									
Rio Pequeno Granite (hornblende-biotite monzogranite) – Sample PMP-43A																								
Magmatic age – % discordance less than 10%																								
PMP-43A-4c	30 μm	0.80943	0.0436	0.09838	0.0037	0.70749	0.05967	0.0023	605	22	602	24	592	83	-2.3									
PMP-43A-04c	40 μm	0.72206	0.0331	0.08779	0.0035	0.87502	0.05965	0.0013	542	21	552	19	591	48	8.6									
PMP-43A-07c	40 μm	0.73652	0.0394	0.08903	0.0037	0.77805	0.06000	0.0020	550	22	560	23	604	73	9.3									
PMP-43A-13cB	30 μm	0.81500	0.0403	0.09766	0.0040	0.82663	0.06052	0.0017	601	23	605	22	622	60	3.6									
PMP-43A-13cA	30 μm	0.86222	0.0510	0.10404	0.0043	0.69095	0.06010	0.0026	638	25	631	27	607	93	-5.3									
PMP-43A-19c	30 μm	0.83169	0.0459	0.09849	0.0036	0.66485	0.06125	0.0025	606	21	615	25	648	89	6.9									
PMP-43A-22cA	30 μm	0.82799	0.0482	0.09994	0.0036	0.62287	0.06009	0.0027	614	21	612	26	607	98	-1.3									
PMP-43A-23r	30 μm	0.78521	0.0310	0.09510	0.0036	0.95586	0.05989	0.0007	586	21	588	17	599	25	2.4									
PMP-43A-31r	30 μm	0.80212	0.0388	0.09724	0.0043	0.91728	0.05983	0.0012	598	25	598	22	597	42	-0.2									
PMP-43A-33Bc	30 μm	0.80959	0.0310	0.09787	0.0036	0.95547	0.06000	0.0007	602	21	602	17	603	24	0.3									
Neoproterozoic inheritance																								
PMP-43A-5c	30 μm	0.98293	0.0579	0.11176	0.0055	0.83834	0.06379	0.0020	683	32	695	29	735	68	7.4									
PMP-43A-33Ac	30 μm	0.84630	0.0538	0.09892	0.0060	0.95311	0.06205	0.0012	608	35	623	29	676	41	10.5									
PMP-43A-33Ar	30 μm	0.88801	0.0515	0.10223	0.0057	0.95396	0.06300	0.0011	627	33	645	27	708	37	12.0									
Quartz monzodioritic dike coeval to the Biotite Rio Pequeno Granite – Sample PMP-07C																								
Magmatic age – % discordance less than 6%																								
PMP-07C-4c	30 μm	0.81911	0.0469	0.09940	0.0047	0.81953	0.05977	0.0020	611	27	608	26	595	71	-2.8									
PMP-07C-5r	30 μm	0.84292	0.0480	0.10059	0.0042	0.73806	0.06078	0.0023	618	25	621	26	631	83	2.2									
PMP-07C-6c	30 μm	0.82893	0.0369	0.09855	0.0038	0.87101	0.06101	0.0013	606	22	613	20	639	47	5.5									
PMP-07C-09Bc	40 μm	0.77209	0.0354	0.09397	0.0034	0.78351	0.05959	0.0017	579	20	581	20	589	62	1.7									
PMP-07C-17c	40 μm	0.90096	0.0421	0.10590	0.0041	0.82684	0.06170	0.0016	649	24	652	22	664	56	2.4									
PMP-07C-18c	30 μm	0.87060	0.0483	0.10377	0.0039	0.67678	0.06085	0.0025	636	23	636	26	634	88	-0.4									
PMP-07C-18r	30 μm	0.85719	0.0368	0.10210	0.0040	0.91578	0.06089	0.0010	627	23	629	20	635	37	1.4									
PMP-07C-22Br	40 μm	0.84611	0.0311	0.10162	0.0034	0.90807	0.06039	0.0009	624	20	623	17	618	33	-1.1									
PMP-07C-23c	30 μm	0.82452	0.0473	0.09838	0.0041	0.73016	0.06078	0.0024	605	24	611	26	632	84	4.4									
PMP-07C-24c1	40 μm	0.87943	0.0349	0.10326	0.0038	0.93013	0.06177	0.0009	633	22	641	19	666	31	5.2									
PMP-07C-27r	30 μm	0.83209	0.0392	0.09928	0.0040	0.86481	0.06079	0.0014	610	24	615	22	632	51	3.6									
PMP-07C-29c	30 μm	0.89055	0.0374	0.10610	0.0039	0.88576	0.06087	0.0012	650	23	647	20	635	42	-2.5									
PMP-07C-29r	30 μm	0.87717	0.0469	0.10494	0.0040	0.70721	0.06062	0.0023	643	23	639	25	626	81	-2.9									
PMP-07C-31c	40 μm	0.79249	0.0293	0.09604	0.0033	0.92358	0.05984	0.0008	591	19	593	16	598	31	1.2									
PMP-07C-36c	40 μm	0.82012	0.0335	0.09766	0.0037	0.92714	0.06091	0.0009	601	22	608	19	636	33	5.8									
PMP-07C-37Ar	30 μm	0.87829	0.0439	0.10468	0.0048	0.90867	0.06085	0.0013	642	28	640	23	634	45	-1.3									
PMP-07C-39r	30 μm	0.85460	0.0433	0.10214	0.0041	0.79556	0.06068	0.0019	627	24	627	23	628	66	0.2									
PMP-07C-40c1	40 μm	0.79262	0.0288	0.09577	0.0032	0.93100	0.06003	0.0008	590	19	593	16	605	29	2.6									
PMP-07C-40c2	40 μm	0.80591	0.0297	0.09779	0.0033	0.92553	0.05977	0.0008	601	20	600	17	595	30	-1.1									

Table 2 (Continued)

Spot	Spot size	Absolute		Absolute			Absolute		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)	Error (Ma)	% Disc	
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ								
Neoproterozoic inheritance																
PMP-07C-1c	30 μm	0.89736	0.0423	0.10457	0.0048	0.96598	0.06224	0.0008	641	28	650	22	682	26	6.3	
PMP-07C-13Cr1	30 μm	0.90850	0.0588	0.10929	0.0049	0.69784	0.06029	0.0028	669	29	656	31	614	100	-9.4	
PMP-07C-13Cr2	30 μm	0.89334	0.0467	0.10773	0.0044	0.77337	0.06014	0.0020	660	25	648	25	609	72	-8.8	
Neoproterozoic inheritance																
PMP-07C-13Dc	40 μm	0.91087	0.0436	0.10358	0.0048	0.96987	0.06378	0.0007	635	28	658	23	734	25	14.1	
PMP-07C-15c	30 μm	0.85940	0.0371	0.10031	0.0039	0.89595	0.06213	0.0012	616	23	630	20	679	41	9.7	
PMP-07C-20Cr	30 μm	0.89138	0.0416	0.10407	0.0045	0.93017	0.06212	0.0011	638	26	647	22	678	37	6.2	
PMP-07C-22Ar	30 μm	0.93002	0.0437	0.10993	0.0045	0.87691	0.06136	0.0014	672	26	668	23	652	48	-3.3	
PMP-07C-23r	30 μm	0.92152	0.0658	0.10966	0.0051	0.65385	0.06094	0.0033	671	30	663	34	637	116	-5.5	
PMP-07C-24c	30 μm	0.95713	0.0478	0.11177	0.0044	0.79658	0.06211	0.0019	683	26	682	25	678	65	-0.8	
Mesoproterozoic inheritance																
PMP-07C-37Ac	30 μm	3.82046	0.1419	0.27453	0.0089	0.86854	0.10093	0.0019	1564	45	1597	29	1641	34	5.3	
Serra dos Macacos Granite (biotite syenogranite with muscovite) – Sample PMP-46A																
Magmatic Age – % discordance less than 10%																
PMP-46A-24c	40 μm	0.76717	0.0378	0.09182	0.0043	0.96046	0.06060	0.0008	566	26	578	21	625	30	9.8	
PMP-46A-26c	40 μm	0.78890	0.0388	0.09375	0.0041	0.89905	0.06103	0.0013	578	24	591	22	640	46	10.2	
PMP-46A-28c	40 μm	0.78087	0.0350	0.09411	0.0040	0.95948	0.06018	0.0008	580	24	586	20	610	27	5.2	
PMP-46A-29Cc2	40 μm	0.73360	0.0352	0.08940	0.0039	0.91482	0.05951	0.0012	552	23	559	20	586	42	6.0	
PMP-46A-29Cc3	40 μm	0.77371	0.0285	0.09339	0.0032	0.94113	0.06009	0.0007	576	19	582	16	607	27	5.4	
PMP-46A-37Ac3	40 μm	0.75176	0.0286	0.09138	0.0031	0.89370	0.05967	0.0010	564	18	569	16	591	37	4.9	
PMP-46A-37Ac1	40 μm	0.80957	0.0370	0.09746	0.0043	0.95787	0.06024	0.0008	600	25	602	21	612	28	2.2	
PMP-46A-37Ac2	40 μm	0.82398	0.0392	0.09862	0.0045	0.95943	0.06060	0.0008	606	26	610	22	625	29	3.1	
PMP-46A-43c1	40 μm	0.82449	0.0370	0.09890	0.0041	0.93287	0.06046	0.0010	608	24	611	20	620	35	2.1	
PMP-46A-43c2	40 μm	0.83126	0.0364	0.09966	0.0041	0.94175	0.06050	0.0009	612	24	614	20	621	32	1.5	
PMP-46A-47c	40 μm	0.73222	0.0331	0.08923	0.0038	0.94270	0.05952	0.0009	551	22	558	19	586	33	6.3	
PMP-46A-61c	40 μm	0.74082	0.0346	0.08948	0.0040	0.95339	0.06005	0.0008	552	24	563	20	605	31	9.1	
Neoproterozoic inheritance																
PMP-46A-48c1	40 μm	0.94601	0.0596	0.10728	0.0058	0.86101	0.06396	0.0020	657	34	676	31	740	68	11.8	
Paleoproterozoic inheritance																
PMP-46A-09r	40 μm	6.87550	0.2448	0.36641	0.0122	0.93463	0.13609	0.0017	2012	57	2096	31	2178	22	8.8	
PMP-46A-14c1	40 μm	7.24437	0.2422	0.37771	0.0120	0.95165	0.13911	0.0014	2066	56	2142	29	2216	18	7.9	
PMP-46A-20c	40 μm	6.83768	0.2666	0.36919	0.0124	0.86113	0.13433	0.0027	2026	58	2091	34	2155	35	7.0	
PMP-46A-20c2	40 μm	6.52725	0.2278	0.34964	0.0115	0.94578	0.13540	0.0015	1933	55	2050	30	2169	20	12.6	
PMP-46A-22Cc	40 μm	6.12332	0.2343	0.34294	0.0122	0.92643	0.12950	0.0019	1901	58	1994	33	2091	25	10.5	
PMP-46A-22Dc	40 μm	6.44303	0.2248	0.34712	0.0115	0.95006	0.13462	0.0015	1921	55	2038	30	2159	19	12.8	
PMP-46A-28c2	40 μm	7.17855	0.2399	0.36188	0.0115	0.95218	0.14387	0.0015	1991	54	2134	29	2274	18	14.5	
PMP-46A-32Bc	40 μm	5.51144	0.1828	0.32088	0.0101	0.94905	0.12457	0.0013	1794	49	1902	28	2023	19	12.9	
PMP-46A-48c2	40 μm	6.01063	0.2945	0.33159	0.0155	0.95544	0.13147	0.0019	1846	75	1977	42	2118	25	14.7	
PMP-46A-50c1	40 μm	5.05515	0.1788	0.32585	0.0110	0.95560	0.11252	0.0012	1818	53	1829	30	1840	19	1.4	
PMP-46A-51Bc	40 μm	6.29173	0.2108	0.34519	0.0107	0.92747	0.13220	0.0017	1912	51	2017	29	2127	22	11.7	
PMP-46A-65c1	40 μm	6.57358	0.2596	0.36972	0.0136	0.93071	0.12895	0.0019	2028	64	2056	34	2084	25	3.1	
PMP-46A-65c2	40 μm	6.86359	0.2690	0.37955	0.0133	0.89480	0.13115	0.0023	2074	62	2094	34	2113	31	2.2	
Archean inheritance																
PMP-46A-07c1	40 μm	15.13284	0.5594	0.49216	0.0175	0.96196	0.22300	0.0023	2580	75	2824	35	3003	16	17.0	
PMP-46A-22Bc	40 μm	14.92010	0.6268	0.49803	0.0203	0.96977	0.21728	0.0022	2605	87	2810	39	2961	17	14.6	
PMP-46A-29Bc	40 μm	18.59916	0.7112	0.56091	0.0206	0.96212	0.24049	0.0025	2870	85	3021	36	3123	17	10.0	
PMP-46A-35Cc	40 μm	18.54315	0.7568	0.59106	0.0233	0.96622	0.22754	0.0024	2994	94	3018	39	3035	17	1.7	
PMP-46A-53c	40 μm	15.25241	0.6326	0.51358	0.0206	0.96580	0.21539	0.0023	2672	87	2831	39	2947	17	11.4	
PMP-46A-60c	40 μm	15.62449	0.5150	0.50975	0.0160	0.95174	0.22230	0.0022	2656	68	2854	31	2997	16	13.9	
PMP-46A-60r	40 μm	14.66562	0.5244	0.48247	0.0165	0.95848	0.22046	0.0022	2538	72	2794	33	2984	16	18.0	
PMP-46A-65Bc1	40 μm	24.12163	1.0239	0.63059	0.0260	0.97108	0.27743	0.0028	3152	102	3273	41	3349	16	7.4	
PMP-46A-65Bc2	40 μm	23.65969	0.9324	0.61218	0.0232	0.96023	0.28030	0.0031	3079	92	3254	38	3365	17	10.7	

All Pb ratios corrected for common Pb. Errors are 2σ . % Disc is discordance. C = core and r = rim.

Table 3

LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation for the granite from the South Domain.

Spot	Spot size	Absolute		Absolute		Absolute		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	Error (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (Ma)	Error (Ma)	% Disc								
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ														
Quatro Ilhas Granitoids (muscovite–biotite granodiorite) – Sample PMP-26C																						
Magmatic Age – % discordance less than 3%																						
PMP-26C-10c1	40 μm	0.83825	0.0374	0.10081	0.0038	0.84097	0.06030	0.0015	619	22	618	20	615	52	-0.8							
PMP-26C-15r2	40 μm	0.84298	0.0330	0.10163	0.0035	0.88120	0.06016	0.0011	624	20	621	18	609	40	-2.5							
PMP-26C-15r3	40 μm	0.88889	0.0361	0.10569	0.0041	0.94955	0.06100	0.0008	648	24	646	19	639	27	-1.4							
PMP-26C-16r	40 μm	0.83163	0.0297	0.09973	0.0033	0.93264	0.06048	0.0008	613	19	615	16	621	28	1.4							
PMP-26C-18r	40 μm	0.88002	0.0396	0.10489	0.0046	0.96331	0.06085	0.0007	643	27	641	21	634	26	-1.5							
PMP-26C-27c	40 μm	0.86629	0.0365	0.10371	0.0040	0.92234	0.06058	0.0010	636	24	634	20	624	35	-2.0							
PMP-26C-27r	40 μm	0.83227	0.0334	0.09969	0.0036	0.89506	0.06055	0.0011	613	21	615	18	623	39	1.8							
PMP-26C-26r	40 μm	0.84492	0.0304	0.10141	0.0034	0.93955	0.06042	0.0007	623	20	622	17	619	27	-0.7							
Neoproterozoic inheritance																						
PMP-26C-12c	40 μm	0.82118	0.0309	0.09606	0.0034	0.93264	0.06200	0.0008	591	20	609	17	674	29	12.8							
PMP-26C-15c	40 μm	1.29670	0.0477	0.13460	0.0046	0.93560	0.06987	0.0009	814	26	844	21	925	27	12.7							
PMP-26C-15r1	40 μm	0.86257	0.0347	0.09996	0.0036	0.90244	0.06258	0.0011	614	21	632	19	694	37	12.1							
PMP-26C-17c1	40 μm	0.87095	0.0358	0.10219	0.0040	0.94981	0.06181	0.0008	627	23	636	19	668	28	6.4							
PMP-26C-21c	40 μm	0.99014	0.0427	0.11834	0.0048	0.94032	0.06068	0.0009	721	28	699	22	628	32	-15.6							
PMP-26C-25c	40 μm	0.94231	0.0408	0.11000	0.0046	0.95914	0.06213	0.0008	673	26	674	21	679	26	0.9							
PMP-26C-28c	40 μm	0.84338	0.0321	0.09712	0.0035	0.94585	0.06298	0.0008	597	20	621	18	708	26	16.3							
PMP-26C-32c	40 μm	0.93413	0.0533	0.10724	0.0057	0.92830	0.06318	0.0013	657	33	670	28	714	45	8.5							
Quatro Ilhas Granitoids (biotite monzogranite) – Sample PMP-27B																						
Magmatic age – % discordance less than 5%																						
PMP-27B-02c	40 μm	0.82721	0.0310	0.10004	0.0033	0.87536	0.05997	0.0011	615	19	612	17	603	39	-2.1							
PMP-27B-02r	40 μm	0.83693	0.0299	0.09949	0.0033	0.91354	0.06101	0.0009	611	19	617	16	640	31	4.6							
PMP-27B-05c	40 μm	0.81989	0.0328	0.09972	0.0034	0.85513	0.05963	0.0012	613	20	608	18	590	45	-4.0							
PMP-27B-05r	40 μm	0.82243	0.0309	0.09984	0.0032	0.84799	0.05974	0.0012	613	19	609	17	594	43	-3.4							
PMP-27B-06c	40 μm	0.80371	0.0316	0.09798	0.0034	0.87099	0.05949	0.0012	603	20	599	18	585	42	-3.1							
PMP-27B-13r	40 μm	0.87215	0.0325	0.10380	0.0036	0.93768	0.06094	0.0008	637	21	637	17	637	28	0.1							
PMP-27B-16r1	40 μm	0.83337	0.0352	0.09929	0.0036	0.85256	0.06087	0.0013	610	21	615	19	635	48	4.0							
PMP-27B-17c	40 μm	0.83204	0.0340	0.09920	0.0035	0.86436	0.06083	0.0013	610	21	615	19	633	44	3.9							
PMP-27B-22c	40 μm	0.82672	0.0303	0.09926	0.0033	0.91635	0.06040	0.0009	610	20	612	17	618	32	1.4							
PMP-27B-23r	40 μm	0.83447	0.0305	0.09992	0.0033	0.90419	0.06057	0.0009	614	19	616	17	624	34	1.7							
PMP-27B-26c	40 μm	0.81209	0.0304	0.09747	0.0033	0.91253	0.06043	0.0009	600	20	604	17	619	33	3.3							
PMP-27B-28r	40 μm	0.81563	0.0318	0.09831	0.0034	0.87682	0.06017	0.0011	604	20	606	18	610	41	0.9							
PMP-27B-31c	40 μm	0.84037	0.0311	0.10068	0.0033	0.87532	0.06054	0.0011	618	19	619	17	623	39	0.8							
PMP-27B-37c	40 μm	0.85934	0.0331	0.10226	0.0037	0.94096	0.06095	0.0008	628	22	630	18	637	28	1.6							
PMP-27B-40c1	40 μm	0.82464	0.0370	0.09908	0.0034	0.76378	0.06037	0.0017	609	20	611	20	617	63	1.3							
PMP-27B-40c2	40 μm	0.83797	0.0304	0.10124	0.0033	0.88860	0.06003	0.0010	622	19	618	17	605	36	-3.0							
PMP-27B-47r	40 μm	0.80377	0.0275	0.09625	0.0031	0.93796	0.06056	0.0007	592	18	599	15	624	26	5.3							
PMP-27B-48c	40 μm	0.80910	0.0280	0.09730	0.0031	0.90802	0.06031	0.0009	599	18	602	16	615	31	2.7							
PMP-27B-49c	40 μm	0.84301	0.0336	0.10124	0.0034	0.85238	0.06039	0.0013	622	20	621	18	618	45	-0.7							
PMP-27B-50c	40 μm	0.84925	0.0347	0.10127	0.0037	0.88426	0.06082	0.0012	622	21	624	19	633	41	1.8							
PMP-27B-50r	40 μm	0.84074	0.0342	0.10079	0.0034	0.82831	0.06050	0.0014	619	20	620	19	621	49	0.4							
Neoproterozoic inheritance																						
PMP-27B-13c	40 μm	0.90680	0.0443	0.10504	0.0039	0.76645	0.06261	0.0020	644	23	655	23	695	67	7.8							
PMP-27B-14c	40 μm	0.86354	0.0364	0.10042	0.0036	0.84932	0.06237	0.0014	617	21	632	20	687	47	10.7							
PMP-27B-15c	40 μm	0.86589	0.0341	0.10110	0.0036	0.89515	0.06212	0.0011	621	21	633	18	678	37	8.9							
PMP-27B-16r2	40 μm	0.87940	0.0361	0.10174	0.0037	0.88213	0.06269	0.0012	625	22	641	19	698	41	11.0							
PMP-27B-19Ac	40 μm	0.86010	0.0306	0.10106	0.0033	0.92698	0.06172	0.0008	621	19	630	17	665	29	6.9							
PMP-27B-26r	40 μm	0.86478	0.0376	0.10095	0.0034	0.77123	0.06213	0.0017	620	20	633	20	679	59	9.1							

Table 3 (Continued)

Spot	Spot size	Absolute	Absolute	206Pb/238U			206Pb/238U age (Ma)	207Pb/235U age (Ma)	207Pb/206Pb Error (Ma)	207Pb/206Pb age (Ma)	% Disc	
				207Pb/235U	2 σ	206Pb/238U	2 σ	rho	207Pb/206Pb	2 σ		
Maricá Granite (muscovite-biotite syenogranite) – Sample PMP-25D												
PMP-25D-05c2	40 μ m	0.79271	0.03117	0.09589	0.00336	0.94615	0.05996	0.0008	590	21	593	1.8
PMP-25D-08c	40 μ m	0.77907	0.03228	0.09448	0.00335	0.83912	0.05980	0.0012	582	21	585	1.9
PMP-25D-09c1	40 μ m	0.76096	0.03114	0.09190	0.00335	0.93403	0.06006	0.0009	567	21	575	1.8
PMP-25D-12c1	40 μ m	0.79005	0.03221	0.09574	0.00337	0.94492	0.05985	0.0008	589	22	591	1.8
PMP-25D-12c2	40 μ m	0.77094	0.03115	0.09336	0.00335	0.92617	0.05989	0.0009	575	21	580	1.8
PMP-25D-20c1	40 μ m	0.78622	0.03117	0.09398	0.00336	0.95896	0.06068	0.0007	579	21	589	1.8
PMP-25D-25c	40 μ m	0.80960	0.03345	0.09752	0.00339	0.94790	0.06021	0.0008	600	23	602	1.9
PMP-25D-30c	40 μ m	0.74869	0.0301	0.09044	0.00335	0.95325	0.06004	0.0007	558	20	567	1.7
PMP-25D-34c	40 μ m	0.77052	0.0297	0.09215	0.00334	0.95976	0.06065	0.0007	568	20	580	1.7
PMP-25D-36c	40 μ m	0.77729	0.0345	0.09337	0.0040	0.96481	0.06038	0.0007	575	24	584	20
PMP-25D-37c	40 μ m	0.74036	0.0319	0.08991	0.00337	0.95320	0.05972	0.0008	555	22	563	1.8
Neoproterozoic inheritance												
PMP-25D-03c	40 μ m	1.38509	0.0574	0.14124	0.0056	0.95826	0.07112	0.0008	852	32	883	24
PMP-25D-17c	40 μ m	0.93517	0.0383	0.10786	0.0042	0.95320	0.06288	0.0008	660	24	670	20
PMP-25D-21c1	40 μ m	1.32626	0.0585	0.14217	0.0054	0.86527	0.06766	0.0015	857	31	857	25
PMP-25D-21c2	40 μ m	1.34987	0.0569	0.14350	0.0055	0.90101	0.06822	0.0012	864	31	868	24
Paleoproterozoic inheritance												
PMP-25D-04c	40 μ m	5.78022	0.2260	0.33438	0.0124	0.95127	0.12537	0.0015	1860	60	1943	33
PMP-25D-10c	40 μ m	7.07019	0.2411	0.36888	0.0118	0.94046	0.13901	0.0016	2024	55	2120	30
PMP-25D-49c	40 μ m	6.26327	0.2646	0.34606	0.0135	0.92591	0.13127	0.0021	1916	65	2013	36

All Pb ratios corrected for common Pb. Errors are 2 σ . % Disc is discordance. C = core and r = rim.

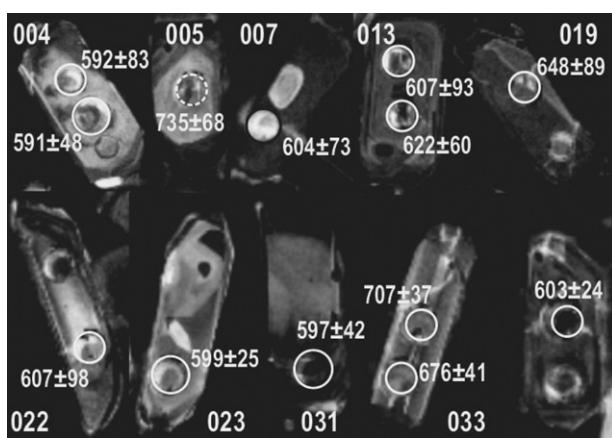


Fig. 4. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-43A (Rio Pequeno Granite – Hb-Bt monzogranite). Marked spots as in Fig. 3. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for all ages presented in the figure.

are composed of 200–300 μm long grains, commonly euhedral to subhedral, sometimes with bipyramidal terminations and less commonly rounded. Normal zoning is very rare, but bright irregular blotches are common, mainly in PMP-43A. Zircons from sample PMP-51A are very clear and zoning patterns or visible cores are scarce (Fig. 3). Fractures are found in many crystals; they can be radial, concentric around the central part of the grains, or less commonly occur at the grain edges. Sample PMP-43A has some fractures that are randomly distributed and difficult to avoid during laser ablation analysis (Fig. 4). In this sample, there are brighter zones concentrated around areas with fractures resulting in zoning pattern irregularities and resorption zones, which are similar to features interpreted as high concentration of heavy elements by Fowler et al. (2002) or zones of fluid percolation that are related to lead loss by Geisler and Schleicher (2000).

A total of 31 zircon spot analyses were performed on sample PMP-51A (Table 2). From the whole set, only 12 results were selected. From this subset, 9 spots with lower than 10% associated discordance represent a single data population with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates that vary between 605 and 637 Ma. The weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date for these nine analyses is 622 ± 15 Ma (MSWD = 0.29) (Fig. 5a). Since the data were obtained in pristine parts of the zircon grains with normal concentric zoning (Fig. 3), this date is interpreted as the magmatic crystallization age. A set of 3 spots, also with discordances near 10%, all located in zircon cores and in grains with truncated zoning patterns (Fig. 3), yielded older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates that are either Neoproterozoic (ca. 650–700 Ma) or Mesoproterozoic (ca. 1630 Ma) and are interpreted as inherited cores (Fig. 5a).

A total of 13 spot analyses are reported for sample PMP-43A in Table 2. Ten of these analyses have <10% discordance and represent a single zircon population with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates that vary between 648 and 591 Ma and a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 602 ± 14 Ma (MSWD = 0.21) (Fig. 5b). Differently from the previous sample, these data are difficult to be interpreted as the crystallization age, because it was nearly impossible to avoid fractures, resorption and spotted zones (Fig. 4).

A set of 3 analyses, also with order low discordance (7.4–12%), located in two zircon grains (#5 and 33) with no visible core-rim relationship (Fig. 5b), yielded older Neoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates between 735 and 676 Ma, interpreted as inherited cores.

PMP-07C was collected from a metaluminous, tholeiitic, equigranular biotite quartz monzodiorite synplutonic dyke coeval to the typical RPG, the biotite monzogranite. This sample was collected to estimate the age of the coeval mafic magmatism that occurs together with the RPG.

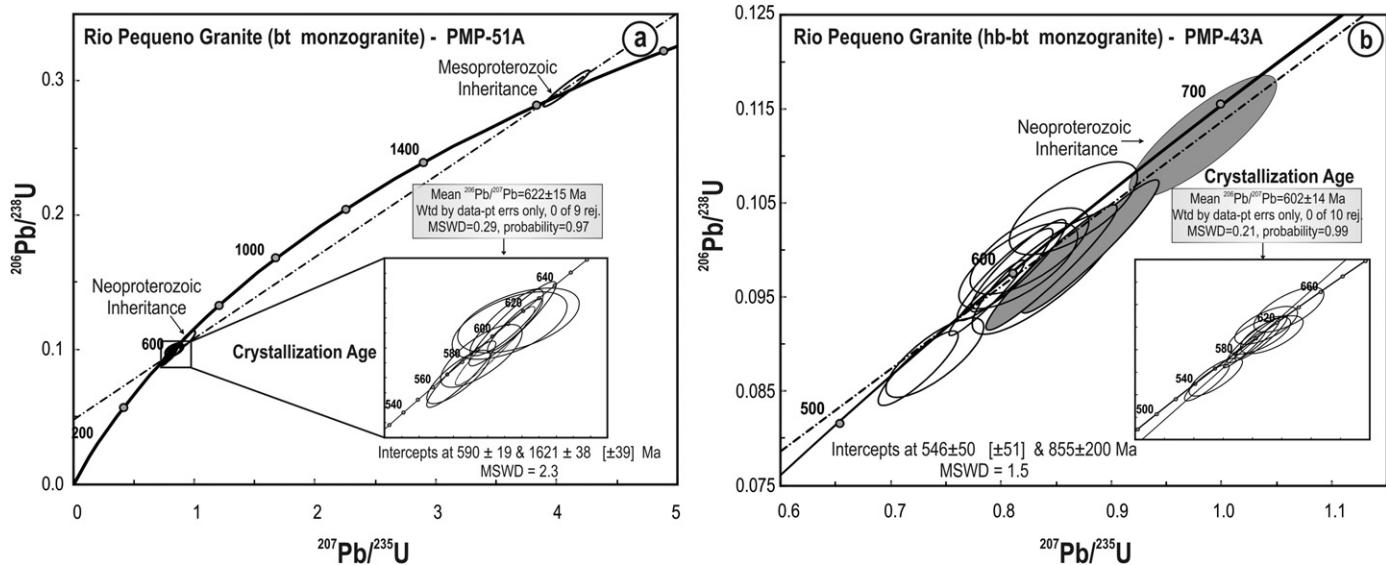


Fig. 5. Concordia diagram for Rio Pequeno Granite samples. (a) Concordia plot for all zircon data from sample PMP-51A, the insert show the crystallization age; (b) concordia plot for all zircon data from sample PMP-43A with Neoproterozoic inheritance spots highlighted in grey, the insert show the crystallization age. Errors ellipses are 2σ .

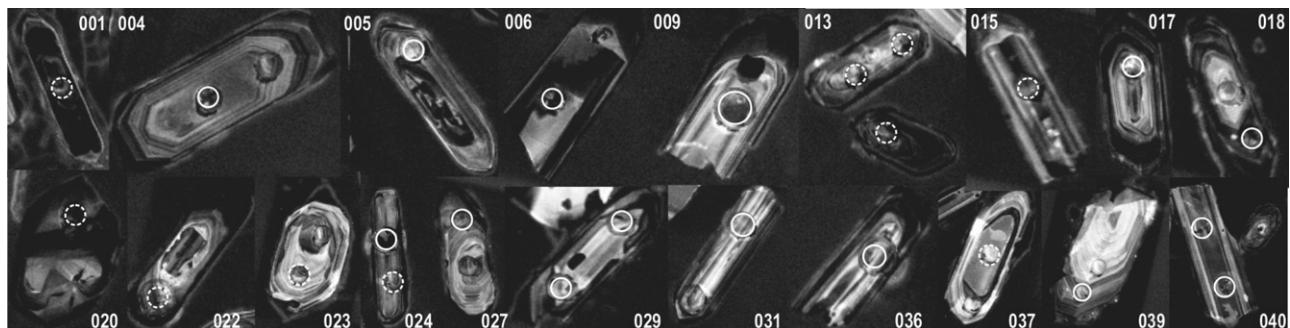


Fig. 6. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-07C (mafic dyke coeval with RPG). Marked spots as in Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for magmatic ages (discordance less than 10%) and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ for inheritance or high error analysis.

As shown in the CL images (Fig. 6), the zircon grains are predominantly prismatic, with aspect ratios that vary from 3:1 to 4:1, often with bipyramidal faces well preserved and rarely rounded. The zoning patterns are mostly concentric and regular with very scarce resorption or spotted zones. Cores are not well marked, but truncated contacts between cores and rims are sometimes observed. Fractures are as common as in the granites, but few grains are not fractured at all (Fig. 6). Small inclusions in the middle of the grains are present and in some cases they concentrate in core regions with brighter color and result in spongy cores.

Forty-seven spots were analyzed on sample PMP-07C and the results are presented in Table 2. In this set, 29 spots represent selected results. From this subset, nineteen spots, with associated discordance less than 6%, have concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages with little scatter on the concordia diagram. All of these spots were made on clean, normal zoning grains and avoiding fractured areas. Since the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ errors for each spot are in order of 20 Ma and the discordance is less than 6%, we calculated a concordia age of 626.1 ± 6.7 Ma (MSWD = 0.48) and a weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 623.2 ± 9.2 Ma (MSWD = 2.2). The results are similar, and the concordia age of 626.1 ± 6.7 Ma, with lower associated errors, is taken here as the best estimate of the magmatic crystallization age (Fig. 7). Another set of ten spots, with associated discordance less than 10%, yielded older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages that represent inheritance, mostly Neoproterozoic (ca. 650

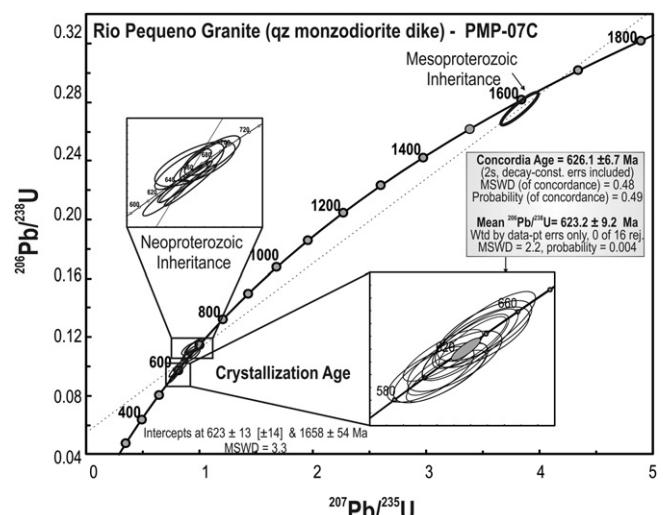


Fig. 7. Concordia diagram for sample PMP-07C, the mafic dyke coeval to the RPG. All zircon data and the inserts show Neoproterozoic inheritance spots and the crystallization age. Errors ellipses are 2σ .

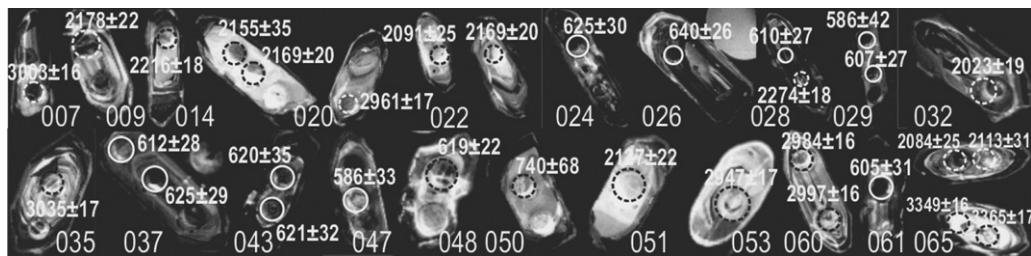


Fig. 8. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-46A (Serra dos Macacos Granite). Marked spots as in Fig. 3. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for all ages presented in the figure.

Ma) with only one Mesoproterozoic (ca. 1640 Ma), all also shown in Fig. 7.

PMP-46A represents the Serra dos Macacos Granite, a peraluminous, high-K subalkaline, muscovite-biotite syenogranite. Fig. 8 presents the CL images of the zircon grains.

Zircon grains are mainly rounded or euhedral crystals. Bipyramidal overgrowths are commonly produced just in the very thin outer part of the rounded nuclei. The average length of the crystals are 100–150 μm , with about a few ones up to 300 μm . Zoning patterns are very locally developed and when identified they do not show any truncated surfaces (Fig. 8). Fractures are common, but less abundant than in the RPG samples. The most common fractures that are particular of this granite are the concentric around the cores (Fig. 8).

Fifty-four spots were analyzed in sample PMP-46A and the results are presented in Table 2. In this set, 35 spots represent selected results. Since the U-Pb determinations in the cores indicated that they are inherited (see item 3.3 for more detailed information), it was very difficult to establish the magmatic crystallization age of this sample, which had to be determined from analyses of the thin rim areas. From the whole dataset, only 12 spots can be interpreted as representing zircon crystallized in the magma. These spots were all obtained in clean grains with no zoning patterns. The discordance associated to each of these points is lower than 10%; a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 611 ± 9 Ma (MSWD = 0.84) is interpreted as the crystallization age (Fig. 9a). A set of 23 spots obtained in darker cores, all with associated discordances lower than 15%, corresponds to inherited cores. Of these set,

only one is Neoproterozoic ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of ca. 700 Ma); 13 are Paleoproterozoic (ca. 1.8–2.2 Ga) and 9 are Archean (2.9–3.4 Ga), as illustrated in Fig. 9b.

3.2.2. Granites from South Domain – Florianópolis Batholith

Three samples from the early-phase syn-transcurrent granites within the MGSZ, represented by QIG and MG, were dated by LA-ICP-MS. The analytical results used for age calculation of these granites are presented in Table 3.

Samples PMP-26C and PMP-27B are from the high-K calc-alkaline, porphyritic Quatro Ilhas Granitoids, respectively from the muscovite-biotite granodiorite and the biotite monzogranite. These two samples from the same granite were collected to investigate if there was any temporal relation between the two facies, because they are different in composition and the contact observations are not conclusive.

The shapes of zircon crystals from these two samples, as observed in the CL images (Figs. 10 and 11), are variable. In sample PMP-26C they can be separated in three groups, in order of abundance: (i) euhedral with bipyramidal face crystals, with an aspect ratio of 3:1 (length 100–150 μm), (ii) smaller (50 μm) equidimensional grains with rounded bipyramidal facets, and (iii) long prisms with an aspect ratio of 5:1 (longest dimension 200–300 μm). Shapes of zircons in PMP-27B are less variable and may be divided in two groups, in order of abundance: (i) more common euhedral to subhedral bipyramidal crystals with an aspect ratio of 3:1 (length 150–250 μm) and (ii) equant generally rounded crystals

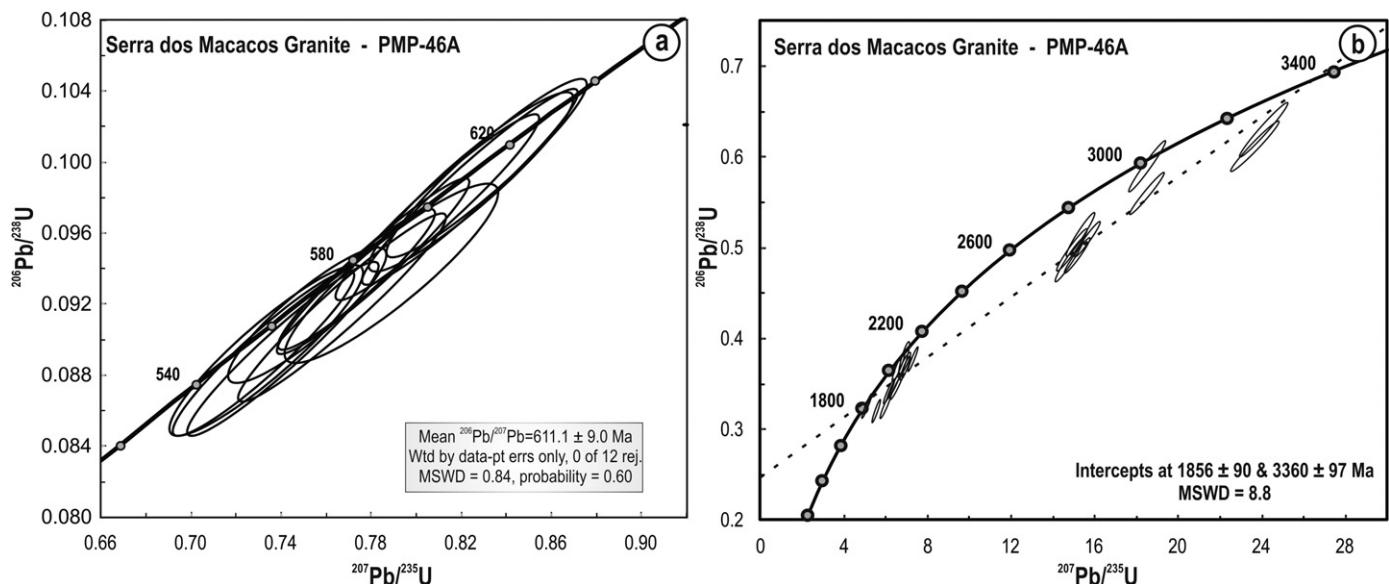


Fig. 9. Concordia diagram for sample PMP-46A, Serra dos Macacos Granite. (a) Concordia plot for all zircon that represent the crystallization age; (b) concordia plot for all zircon inheritance data. Errors ellipses are 2σ .

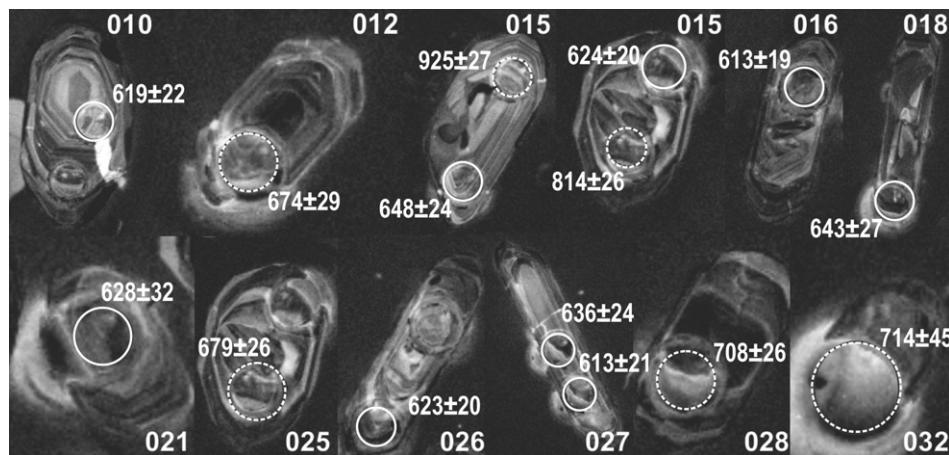


Fig. 10. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-26C (Quatro Ilhas Granitoids Ms-Bt Granodiorite). Marked spots as in Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for magmatic ages (discordance less than 5%).

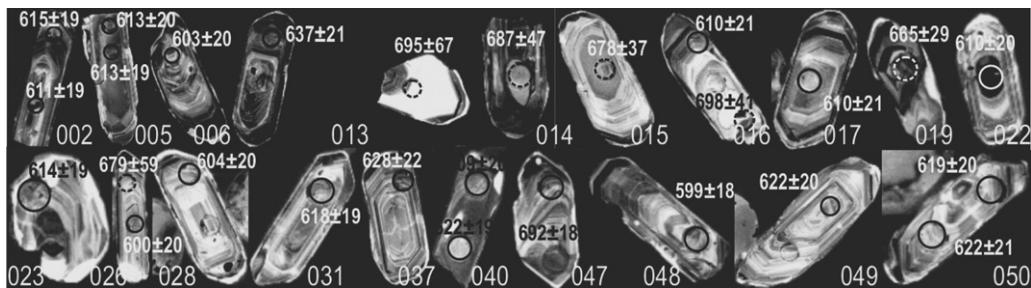


Fig. 11. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-27B (Quatro Ilhas Granitoids Bt Monzogranite). Marked spots as in Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for magmatic ages (discordance less than 5%) and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for inheritance.

with 100–150 μm length. The zoning patterns are very similar in both samples and also in the different groups. The most common patterns are the normal and concentric ones, with rare resorption zones that are often associated with fractures. However, irregular, truncated or rounded zoning that define abrupt boundaries between core and rim are also common, indicating the possible presence of inherited cores. This kind of zoning is more common, but not exclusive of the equant grains. The most common fracture patterns are concentric and radial. They are more frequent in PMP-26C while in PMP-27B they are concentrated at the rims of the grains.

A set of 40 spots were analyzed on muscovite–biotite granodiorite PMP-26C. From this set, 16 spots represent selected results. Eight analyses obtained on uniform or normal, concentric zoning crystals have associated discordance lower than 3% and show concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Table 3). The concordia age of 625.1 ± 6.5 Ma (MSWD = 0.0017) is identical to the weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 625 ± 11 Ma (MSWD = 1.4) (Fig. 12) and is interpreted as the best estimate of the crystallization age of this sample.

Eight spots obtained mainly in cores of rounded grains are interpreted as inherited cores and yield $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Neoproterozoic ages of ca. 650–725 Ma and 900 Ma, all with associated discordance lower than 15% (Fig. 12).

In the typical biotite monzogranite, PMP-27B, 39 spots were analyzed and 27 spots were selected for age calculation (Table 3). Twenty-one spots, with associated discordance lower than 5%, obtained on uniform or normal zoning crystals give a weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 612.2 ± 4.2 Ma (MSWD = 1.08), identical to the concordia age of 613.7 ± 3.9 Ma (MSWD = 2.4), the latter interpreted as the best estimate of the crystallization age (Fig. 13).

Six cores with slightly older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (ca. 650 Ma), all with associated discordance less than 11%, reflect the presence of some inherited zircon component, as shown in Fig. 13a.

For the Mariscal Granite crystallization age estimation, we selected sample PMP-25D. The CL images show that the crystal shapes are variable, allowing the distinction of three groups, in

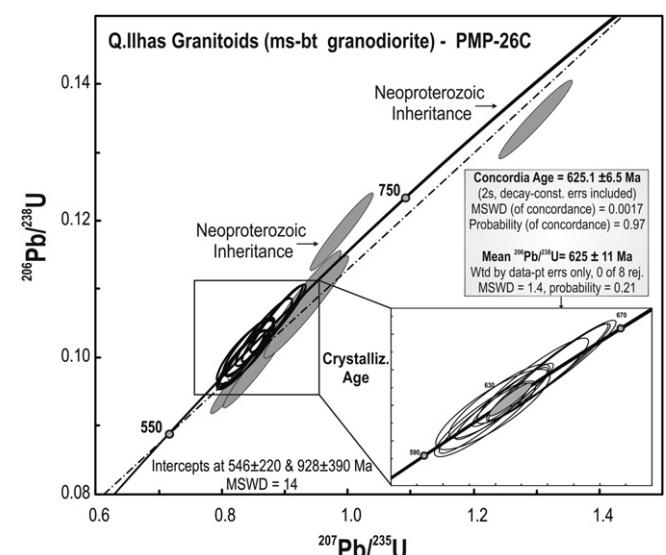


Fig. 12. Concordia diagram for PMP-26C sample (Quatro Ilhas Ms-Bt granodiorite). Concordia plot for all zircon data, Neoproterozoic inheritance spots highlighted in grey, the insert show the crystallization age. Errors ellipses are 2σ .

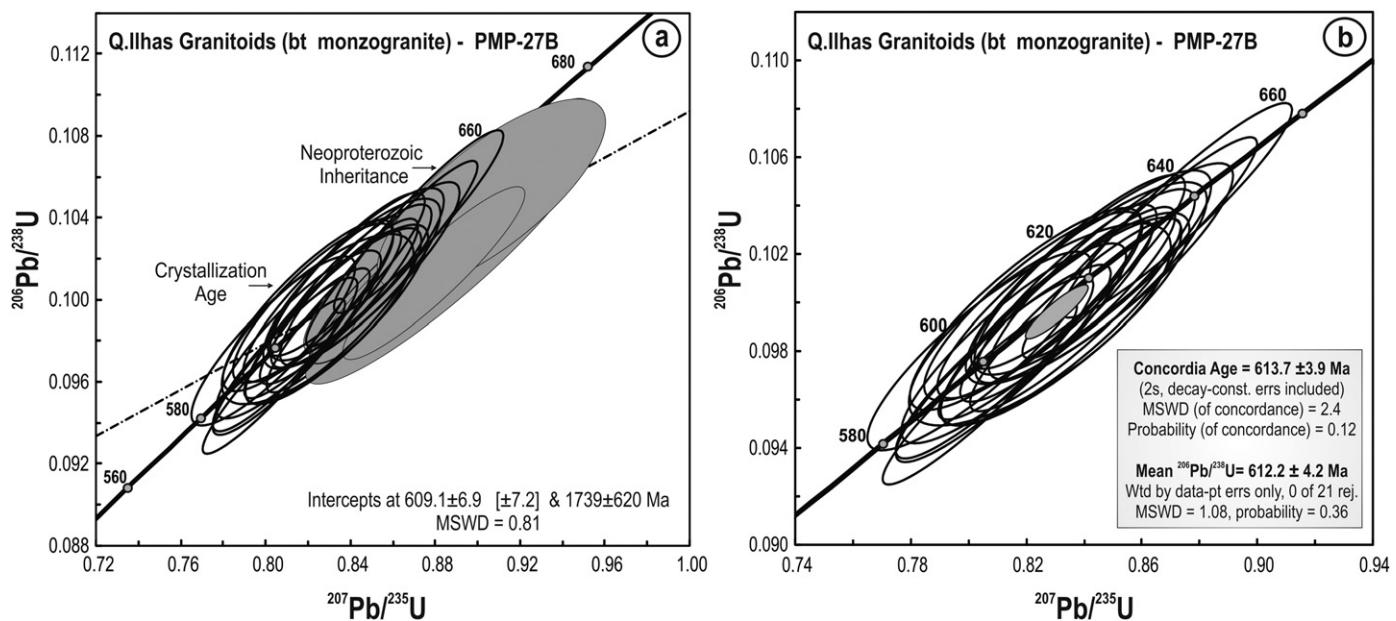


Fig. 13. Concordia diagram for PMP-27B sample (Quattro Ilhas Bt monzogranite). (a) Concordia plot for all zircon data with Neoproterozoic inheritance highlighted in grey. (b) Concordia plot for crystallization age spots. Errors ellipses are 2σ .

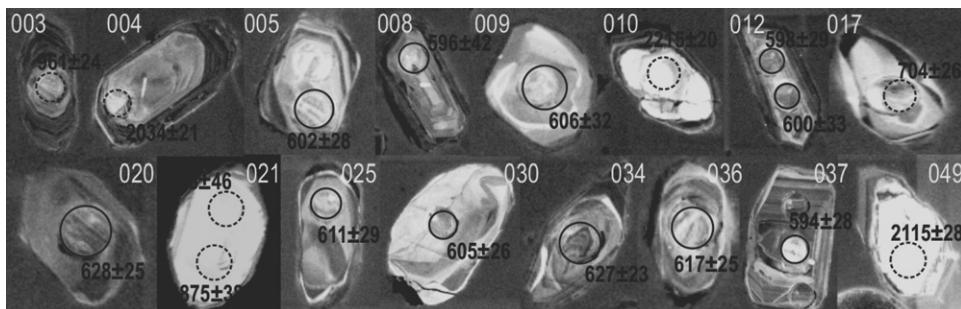


Fig. 14. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample PMP-25D (Mariscal Granite). Marked spots as in Fig. 3. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for all ages presented in the figure.

order of abundance: (i) bipyramidal euhedral facies crystals with an aspect ratio of 3:2 (length 200–300 μm), (ii) smaller (50 μm) equidimensional rounded crystals, and (iii) long prisms with a 3:1 aspect ratio (length 200–300 μm). The zoning patterns are normal and concentric with some occasional resorption zones. However, irregular, truncated and complex zoning are also common. Sharp boundaries between core and rim regions are more common in rounded crystals, suggesting the presence of inherited cores. Pervasive fractures and concentric fractures around the cores are common. Spongy-like nuclei and holes in the middle of the crystals were also identified (Fig. 14).

Forty-two spots were analyzed and from this set 18 spots were selected (Table 3). Eleven spots from clean, euhedral crystals, with normal zoning, have discordance lower than 10%, and were used for age calculation. Since the discordance is relatively high, the weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 609.9 ± 8.3 Ma (MSWD = 0.79) is considered as the best estimate of the magmatic crystallization age (Fig. 15). Sample PMP-25D was analyzed in session 8, in which the age obtained for the blind standard LH94-15 was slightly above its ID-TIMS age (see above). However, the date obtained here for PMP-25D is within error of the ID-TIMS 615 ± 7 Ma age reported by Chemale et al. (2003, 2012) for a dike interpreted as a feeder of the Mariscal Granite (Florisbal et al., 2012), indicating that the age of these two granite samples is indistinguishable within the quoted uncertainty.

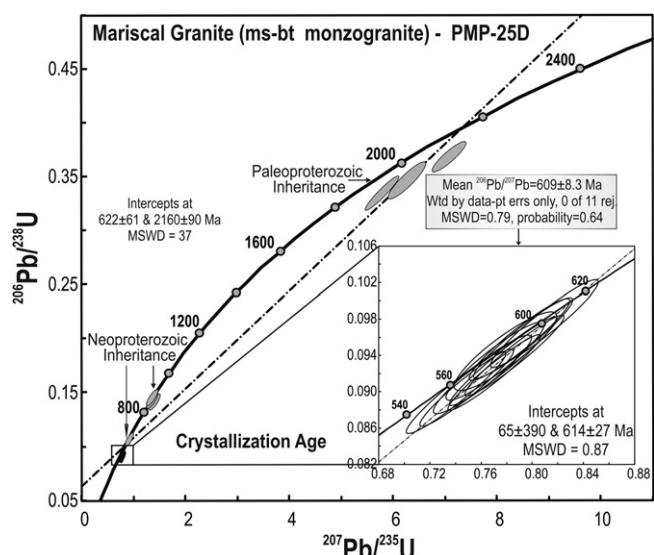


Fig. 15. Concordia diagram for PMP-25D sample (Mariscal Granite). Concordia plot for all zircon data, inheritance spots highlighted in grey, the inset show the crystallization age. Errors ellipses are 2σ .

Seven results with discordances of ca. 10%, obtained on truncated cores or in rounded grain cores, yielded inherited $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of Neoproterozoic (ca. 650 and 850–950 Ma) and Paleoproterozoic (ca. 2.0–2.2 Ga) ages (Fig. 15).

4. Discussion of results and previous geochronology

4.1. The ages of magmatic crystallization

In an effort to elucidate the tectonic-magmatic evolution of the Neoproterozoic granitic belt from south Brazil, an integrated approach was adopted in this investigation, beginning with detailed field work that focused on the contact relations between granites and country rocks and their relationships with the shear zones, followed by detailed petrography and the study of zircon crystal zoning using BSE and CL images prior to in situ U–Pb zircon geochronology in a standard petrographic thin section. This approach allows the opportunity to relate field observations, microscopic details of granite petrogenesis and the contextual significance of U–Pb zircon dates.

This is well illustrated in the case of North Domain granite ages reported here. The magmatic ages obtained for the two RPG samples are 622 ± 15 Ma (biotite monzogranite PMP-51A) and 602 ± 14 Ma (hornblende-biotite monzogranite PMP-43A). Unfortunately, both results have high associated uncertainties (± 15 Ma); as a result, they overlap within error. However, the 20 Ma difference in their central values could have geological significance, and this possibility must be discussed, more so since a previous U–Pb SHRIMP age for a RPG sample was reported by Silva et al. (2003). This age also has high uncertainty (593 ± 16 Ma), and its central value spreads the interval to ~ 30 Ma.

Although field relations do not indicate significant differences in age of emplacement for the RPG pluton, the possibility that this granite crystallized in a long-lived magma chamber must be considered before possible effects of post-magmatic overprint are evaluated to justify the younger ages. Examples of magma chambers interpreted as products of long-lived crystallization are widespread in recent literature. Bachmann et al. (2007) presented some examples of plutons that were built incrementally, commonly over time spans of hundreds of thousands to a few million years (e.g., McNulty et al., 2000; Zak and Paterson, 2005). As discussed by Bachmann and Bergantz (2004), the cumulate signature in the resulting plutonic rocks may remain subtle; the increments may be compositionally monotonous and only subtly distinguishable in the field (Glazner et al., 2004).

The absence of well-defined internal contacts in plutons in which U–Pb zircon dating suggest long-lasting crystallization episodes suggests that some large plutons and batholiths were formed from thick mush zones constructed by several magmatic increments (Bachmann et al., 2007). Initial intrusive boundaries can be blurred or destroyed by continued crystallization and movement within the mush (Miller et al., 2011). In many cases, evidence for coeval mafic input into felsic chambers is widespread, but the style and volume of intrusion appears to vary greatly, and the mafic input can be marked only by relatively small, fine-grained mafic enclaves or by disrupted synplutonic dykes (Walker et al., 2007; Miller et al., 2011). These features are consistent with the view that plutons comprise a fluctuating patchwork of melt-rich and melt-poor zones that respond to repeated replenishment which may have variable composition (Bacon and Lowenstern, 2005).

The RPG constitutes relatively large plutons in which there is structural evidence for new inputs of magma, both felsic and mafic. It is, therefore, possible that some spread in U–Pb zircon ages can be generated due to a long history of crystallization. However, from the orders of magnitude estimated in the literature, it seems very

unlikely that these relatively shallow plutons (emplaced at depths of ~ 15 km; Florisbal, 2011) would have had a crystallization history of more than a few million years. Our preferred interpretation is that the more precise U–Pb zircon age obtained for a quartz monzodiorite dyke coeval with the RPG (626 ± 7 Ma) is the best estimate for the magmatic age of this granite. This is in agreement with the 622 ± 15 Ma age for the typical RPG biotite monzogranite (PMP-51A), and is consistent with the field relations showing that the RPG is intruded by the SMG, whose age of 611 ± 9 Ma would set a lower limit on the crystallization age of the RPG. The 611 ± 9 Ma obtained in the SMG is also consistent with the 610 ± 6 Ma U–Pb SHRIMP age presented by Silva et al. (2005) for the Guabiruba Granite, interpreted to be correlative with the SMG.

The two younger central ages obtained here and by Silva et al. (2003) for the RPG seem inconsistent with the above relations and, if they do have any significance, may reflect post-magmatic processes. It is interesting to note that both samples (PMP-43A and Silva's RPG sample) lie along the same structural lineament (Fig. 2), interpreted as a low temperature shear zone by Peternell et al. (2010). Silva et al. (2003) point out the high scatter in their RPG U–Pb data, which is very similar to what we describe for our sample PMP-43A. Many authors, as Hartmann et al. (2003), Silva et al. (2000, 2005) and Basei et al. (2008) also have highly scattered U–Pb data in zircon rims from older occurrences in the North Domain (as CC gneisses, BMC metasedimentary rocks and Itapema Granite) and have interpret these scatters as due to Pb loss.

Resetting or alteration of zircon U–Pb ages are normally regarded as high-temperature phenomena, at least upper-amphibolite facies conditions (Gebauer et al., 1997), or a product of fluid interaction, with no demonstrated relation with temperature (Geisler and Schleicher, 2000). Fluid circulation may be an alternative explanation for the scattering of data, since it may be as important as metamorphic grade to open the zircon U–Pb system (Gebauer and Grünenfelder, 1976), leading to fluid-aided diffusion in altered zircons where defect porosity has been enhanced by natural radioactive decay.

The U–Pb ages obtained in this study from granites of the South Domain are in agreement with their observed field relations. The 625.1 ± 6.5 Ma age obtained for the QIG muscovite–biotite granodiorite (PMP-26C) suggests that this more mafic and less differentiated variety represents an early pulse, although contacts between the different QIG varieties are rarely observed (Florisbal et al., 2012). This age is also in agreement with the U–Pb LA-MC-ICP-MS age presented by Chemale et al. (2012) for a similar rock from the QIG (623 ± 6.2 Ma). The 613.7 ± 3.9 Ma date obtained for the biotite monzogranite (PMP-27B) is interpreted as the best estimate of the main phase of crystallization of the QIG. Even considering the uncertainties associated with these two dates, they do not overlap, and the ca. 10 Ma difference between the central values coupled with petrological and structural detailed studies (Florisbal et al., 2012), are suggestive that these two varieties of QIG correspond to different pulses.

Considering the U–Pb ages and the geological data, the QIG may be interpreted as a pluton composed of multiple magma batches (Florisbal et al., 2012). As discussed in the literature (e.g. Wiebe and Collins, 1998; McNulty et al., 2000; Petford et al., 2000; Zak and Paterson, 2005; Walker et al., 2007; Miller et al., 2011), most granitoid plutons display complex internal contacts, evidence for repeated events of magma injection. The field observations, complemented by geochronological evidence for emplacement over millions of years, have led some authors (e.g. Glazner et al., 2004) to suggest that large plutons result from the amalgamation of multiple small magma batches. Petford et al. (2000) also point out that these complex plutons made up of multiple small magma batches are often related to shear zones, which act as conduits or channels for magma ascent.

The 609.9 ± 8.3 Ma age of the Mariscal Granite (PMP-25D) is in agreement with the field relations, since it is slightly younger than the 625.1 ± 6.5 Ma of the early QIG muscovite–biotite granodiorite, which, as pointed by field relations, has sharp contacts with it (Bitencourt, 1996; Florisbal et al., 2012). On the other hand, this age is undistinguishable from that of the QIG biotite monzogranite (613.7 ± 3.9 Ma), which agrees with field relations that point to low temperature contrasts between these two magmas (diffuse and interfingered contacts, especially with the feeder dykes dated at 615 ± 7 Ma by Chemale et al., 2003).

Comparison of the U–Pb zircon ages obtained by LA–MC–ICP–MS in this study with those previously obtained by U–Pb TIMS (Chemale et al., 2003) illustrates the importance of spatially resolved U–Pb dating to better constrain the real extension of magmatic events in the studied granites. The larger spread shown by the TIMS values (641 ± 7 to 631 ± 13 Ma) seems related to the incorporation of inherited components, which are clearly present in most rocks as demonstrated by in situ dating by LA–MC–ICP–MS (Chemale et al., 2012; this study).

4.2. Inheritance ages

The RPG and coeval mafic rocks from the North Domain show inherited zircon cores with ages in the 650–700 Ma interval, and this appears to indicate reworking of sources just slightly older than magmatic crystallization, possibly related to pre-collisional magmatism. Inherited cores with Mesoproterozoic ages around 1.65 Ga are also found in these rocks, suggesting a Mesoproterozoic source for both. In contrast, the SMG has abundant inherited zircons with Paleoproterozoic (1.8–2.2 Ga) and Archean ages (2.9–3.4 Ga), indicating that contrasting sources were involved in the generation of these two granites.

The Neoproterozoic inherited ages are very close to the crystallization ages established for the granites, and the Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean inherited components are in accordance with Nd model ages (T_{DM}) presented by Lopes (2008) and Florisbal et al. (2010a,b, in press). The data point to a genetic relation, at least for the SMG, with the Camboriú Complex evolution history, as discussed below.

According to Basei et al. (2010), the U–Pb SHRIMP ages obtained in the Camboriú Complex rocks on successive zircon overgrowths reflect a very long crustal history for this complex. This history, as recorded in zircon cores, started at 3.3 Ga, continued during the Mesoarchean, with peaks between 2.9 and 2.7 Ga, and was followed by an important episode of anatexis in the Rhyacian–Orosirian (2.05–2.1 Ga). In the Ediacaran, between 650 Ma and 590 Ma, the migmatites with Paleoproterozoic neosome underwent a new thermal event at upper-amphibolite facies conditions that resulted in different degrees of melting, generating the CC banded migmatites in their present form. The mesosomes of the migmatites yielded Archean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages that cluster at ca. 3.3 Ga and 3.0–2.9 Ga. The Paleoproterozoic is also well represented by concordant ages around 2.05 Ga. Zircon cores from the deformed leucosome yielded Mesoarchean ages around 3.0 Ga while it was possible to obtain an age of ca. 640 Ma from the overgrowth rims. A leucogranite that crosscuts the banded migmatites yielded zircon ages in the same range as in the migmatitic rocks, suggesting that the leucogranites could be derived from melting of the 2.14 Ga banded migmatites. The ages of the overgrowths in this sample cluster around 0.61 Ga, and were interpreted as the age of granite formation.

All the ages determined for the CC rocks match the zircon inheritance components identified in the SMG zircons presented in this study, and also the Sm–Nd T_{DM} ages from the literature. Florisbal et al. (in press) also presented a Sr–Nd isotopic study indicating that the SMG can be sourced in the CC, which is reinforced by the U–Pb ages of inherited zircon cores. The SMG is also in accordance with

the CC evolutionary history as pointed by the zircon inherited cores of this granite, the Sm–Nd T_{DM} model ages of 2.5–2.7 Ga and the isotopic and whole-rock geochemistry studies presented by Lopes (2008) and (Florisbal et al., 2009b, 2010a,b, in press).

The RPG and coeval quartz monzodiorite are devoid of Paleoproterozoic and older zircon inheritance, and their sources seem different from those of the SMG. The few inherited zircon cores show ~ 1.6 Ga ages that could be correlated to the 1.53 Ga ages of amphibolitic rocks intruding the Paleoproterozoic protoliths of the CC reported by Basei et al. (2010). Ongoing geochemical and Sr–Nd–Pb isotope studies are consistent with mafic sources of Mesoproterozoic ages for the RPG as pointed by Florisbal et al. (2009b, 2010a,b, in press). However, there is no clear link between the RPG source and the CC.

In the South Domain, the inherited zircon cores identified in the QIG and MG are mostly Neoproterozoic (650–700 Ma and 900–950 Ma) for both studied granites. A Paleoproterozoic inheritance of 2.0–2.2 Ga was found only in the MG. These values point to different sources in the genesis of QIG and MG or possibly some older contribution added to similar sources to generate the MG.

Since few U–Pb ages and isotopic data exist in the literature for the country rocks in this region, it is difficult to link these ages with possible granitic sources. The only U–Pb age for the country rocks in the region is the 646 ± 15 Ma U–Pb TIMS age for a tonalitic gneiss showing a Mesoproterozoic Nd model age (~ 1.35 Ma, Chemale et al., 2003) which is at the lower limit of the range shown by the granites (1.4–1.6 Ga for QIG and 1.4 and 2.0 for MG; Chemale et al., 2003; Florisbal et al., 2010b). The only known Paleoproterozoic U–Pb age (2175 ± 13 Ma) in the South Domain was reported for a migmatite from the so-called Águas Mornas Complex (Silva et al., 2000), which is poorly characterized so far.

4.3. Regional correlation of the U–Pb ages

The studied granites from the North and South Domains were emplaced in different structural sites, but are related to the same structural framework, i.e., the SBSB. In the South Domain, they are emplaced within high-strain zones (the MGSZ), while to the north they pierce through the Brusque Metamorphic Complex, within low-strain zones.

The Quatro Ilhas and Mariscal granites record the highest deformation effects, and represent the early phase of syntectonic magmatism emplaced along the MGSZ. Their emplacement was initially controlled by gently-dipping structures but local steeply-dipping controlling structures are observed as well. Progressive deformation leads into lower-temperature, transcurrent kinematic structures. These granites are subalkaline evolving from metaluminous to peraluminous. A similar geochemical evolution is also apparent in the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites, located far from the main deformational site.

The U–Pb ages obtained in this study are consistent with a space–time relation in the generation of the subalkaline, syntectonic magmatism on both sides of the MGSZ. Taking into account the uncertainties involved, our new U–Pb zircon age data indicate that, in agreement with the field relations, the metaluminous granites were generated at ca. 630–620 Ma and the peraluminous granites at ca. 610 Ma. These magmatic episodes may correspond to important crustal building events, with the emplacement of voluminous plutons involving sources in both crust and mantle. On the other hand, despite U–Pb crystallization ages and structural features pointing to a common geological setting, the U–Pb inheritance ages, together with geochemical and isotope data, point to different magmatic sources (Florisbal et al., 2012, in press).

Neoproterozoic inherited ages slightly older than the magmatism (650–700 Ma) are common for all the studied granites, and may represent a widespread period of crust formation caused

by a major tectonic episode that affected the whole area (arc magmatism?). In contrast, older inherited zircon populations register significant differences between domains. Granites from the North Domain show inheritance with Mesoproterozoic (1.6 Ga, in the Rio Pequeno Granite) to Paleoproterozoic (1.8–2.2 Ga) and Archean (2.9–3.4 Ga) ages (in the Serra dos Macacos Granite). In the South Domain, inheritance ages older than Neoproterozoic were only found only in the Mariscal Granite (2.0–2.2 Ga). The younger inheritance ages (Neoproterozoic to Mesoproterozoic) found in the studied South Domain granites are in accordance with those found in other granites from the Florianópolis Batholith as shown by Silva (1999) and Silva et al. (2000, 2005).

The difference in inheritance ages for granitic rocks from both sides of a major structure as the Major Gercino Shear Zone may lead to important tectonic interpretations. It may indicate that the granites were generated in different terranes, in which case the MGSZ might be interpreted as a suture zone, as pointed by Basei et al. (2000, 2005, 2008, 2011) and Passarelli and Basei (1996) and Passarelli et al. (2010). Alternatively, the different inheritance ages may be due to melting of different crustal sources, not necessarily involving unrelated terranes on both sides of the structure.

5. Tectonic implications of the U–Pb data for the Santa Catarina granitic belt evolution

Previous studies based on field relations and geochemical data have shown that the Florianópolis Batholith records a magmatic evolution starting with high-K calc-alkaline to shoshonitic granites and closing with sodic alkaline granites (e.g. Bitencourt and Nardi, 1993, 2000). Most of this magmatism is associated with the transcurrent activity of major shear zones and the individual plutons are emplaced in either high- or low-strain zones. All these features are extensively discussed and described in the literature as typical of post-collisional settings (Harris et al., 1986; Kay and Mahlburg-Kay, 1991; Bonin, 1990; Hadj-Kaddour et al., 1998; Liégeois, 1998; Roberts et al., 2000; Oyhantçabal et al., 2001, 2007; Oyhantçabal, 2005; Florisbal et al., 2009a, 2012, in press; and references therein).

Lopes (2008), Florisbal (2011), and Florisbal et al. (2009b, in press) consider that at least part of the plutons intrusive in the Brusque Metamorphic Complex, as the Rio Pequeno and Serra do Macacos granites, share the same geochemical and structural characteristics described in the Florianópolis Batholith granitic rocks. Accordingly, these granites are also interpreted as post-collisional.

The zircon U–Pb LA-MC-ICP-MS crystallization ages obtained in this study, even taking into account the relatively large uncertainties in some of the obtained ages, show that the syntectonic granites from the Florianópolis Batholith and those intrusive into the Brusque Metamorphic Complex are coeval, which is consistent with some space–time link between them. This is suggested by the identification of similar time intervals for the generation of high-K calc-alkaline metaluminous granites (630–620 Ma) and for the peraluminous granites (ca. 610 Ma) in both domains.

The contemporaneity of granitic magmatism on both sides of the Major Gercino Shear Zone does not appear consistent with the interpretation of this structure as a suture zone during the 630–590 Ma time interval, when it behaved as a transcurrent shear zone controlling the rise and emplacement of the post-collisional magmatism. It also is difficult to reconcile the granite emplacement history with the interpretation that the MGSZ was a suture zone at ca. 530 Ma (Basei et al., 2008).

Based on geological mapping, structural studies, and U–Pb zircon dating presented here, and geochemical and isotope data (Florisbal, 2011; Florisbal et al., 2012), it is likely that the MGSZ was once a suture zone prior to the development of its transcurrent movement. The ca. 650 Ma ages are pointed out as recording the high grade metamorphism or collisional events in correlative

geological domains in the Camboriú Complex (Philipp et al., 2009), as well as to the south of the Catarinense Shield, in Uruguay (Lenz, 2010; Oyhantçabal et al., 2009; Gross et al., 2009) and Rio Grande do Sul, where Martil (2010) obtained an age of ca. 648 Ma for the granulite facies metamorphism related to collisional thrust tectonics. The ca. 650 Ma zircon U–Pb inheritance registered in the granitic rocks on both sides of this structure appears to require an important rock-forming event at this age, which could be attributed to convergent (magmatic arc and/or collision) tectonics. A 20–30 Ma interval between the high-grade metamorphism related to collision and the generation of granites controlled by the transcurrent tectonics is considered as a typical timing for the development of collisional to post-collisional settings by several authors (e.g., Pluim and Markshak, 2003; Maruyama et al., 2010).

We conclude that, if the Major Gercino Shear Zone represented a suture zone at some moment before ca. 630 Ma, then the contrasts in inherited zircon age components between granites sampled from domains located north and south of it can be used as an argument for the existence of distinct terranes. However, to confirm this, more detailed structural, geochemical and isotopic studies have to be carried out in the region.

Acknowledgements

We thank Tiago Rafael Gregory, Giuseppe Betino de Toni and Samuel Sbaraini for help in the field work. We are indebted to Judy Schultz and Andrew S. DuFrane for helping with the analytical procedures at the University of Alberta. Randall Parrish and an anonymous reviewer are acknowledged for careful reviews of the paper. This research was supported by Fundação de Amparo à Pesquisa (FAPESP) Project Nos. 2007/02387-9 (PhD scholarship) and 2007/00635-5 (Grant).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.06.015>.

References

- Ashton, K.E., Heaman, L.M., Lewry, J.F., Hartlaub, R.P., Shi, R., 1999. Age and origin of the Jan Lake Complex: a glimpse at the buried Archean craton of the Trans-Hudson Orogen. Canadian Journal of Earth Sciences 36, 185–208.
- Babinski, M., Chemale, F., Schmus, W.R.V., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic–Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 10 (3), 263–274.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. Journal of Petrology 45, 1565–1582.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 167, 1–23.
- Bacon, C.R., Lowenstern, J.B., 2005. Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. Earth and Planetary Science Letters 233 (3–4), 277–293.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. Journal of South American Earth Science 32 (4), 324–350.
- Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Dunyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriú Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI, CD, Brasília.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. Journal of the Geological Society of London 294, 239–256.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. Precambrian Research 139, 195–221.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution

- and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 311–334.
- Basei, M.A.S., 1990. The Major Gercino-Dorsal do Canguçu Shear Zone. In: Colloquium on Basei, M.A.S., Hawkesworth, C. (Eds.), O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cambriico de la Cuenca del Plata, vol. 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993, Resumenes Extensos. Montevideo. Dinamige-Fac. Agron., 2:41.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo. PhD thesis. Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, 195.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 pp.
- Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., 2000. Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil). *Zeitschrift für Angewandte Geologie* SH1/2000, 229–236.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite: a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from Southern Brazil. *Lithos* 73 (1), 01–19.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 186–189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65 (1), 3–16.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogeny. *Geological Journal* 25, 1–11.
- Campos, R.S., Philipp, R.P., 2007. Petrografia geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 705–726.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22 (1), 184–199.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2003. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: South American Symposium on Isotope Geology, vol. 2, Short Papers, pp. 516–519.
- Chemale, F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion guidebook. *Acta Geological Leopold* 42, 5–117.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012. 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*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.031>.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.013>, in press.
- Florisbal, L.M., 2011. Petrogenese 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. PhD thesis. Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 153 pp.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Du Frane, A., Heaman, L., 2010a. Pb isotope in feldspars by LA-ICP-MS: tracking the isotope signatures in the Neoproterozoic granites from the Florianopolis Batholith, Santa Catarina Shield, Brazil. In: Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI, CD, Brasília.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2010b. Assinatura isotópica de granitos sintectônicos pós-colisionais do Escudo Catarinense: diversidade de fontes e condicionamento estrutural. In: 450 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém, Anais do 450 Congresso Brasileiro de Geologia, CD.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Conceição, R.V., 2009a. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research* 175, 135–148.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2009b. Geologia e geoquímica de granitóides porfíriticos da região leste de Santa Catarina: contribuições à petrogenese do magmatismo sintectônico do estágio precoce pós-colisional do sul do Brasil. In: XII Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2009, Ouru Preto, Anais do XII Congresso Brasileiro de Geoquímica, CD.
- Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2005. Geoquímica das rochas máficas toléticas da Suite pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozoico do sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências* 32 (2), 69–79.
- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., Dupuis, C., 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (2), 311–328.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma years old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Doira Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5–24.
- Gebauer, D., Grünenfelder, M., 1976. U–Pb zircon and Rb–Sr whole-rock dating of low-grade metasediments. Example: Montagne Noire (southern France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 59, 13–32.
- Geisler, T., Schleicher, H., 2000. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon. *Chemical Geology* 163, 269–285.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4–11.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussim, I., Jelinek, A.R., Santos, M.N., Borba, M.L., Justino, D., Bertotti, A.L., Alessandretqwti, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research* 180 (3–4), 156–182.
- Hadj-Kaddour, Z., Liégeois, J.P., Demaiffe, D., Caby, R., 1998. The alkaline–peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late aplitic differentiation. *Lithos* 45 (1–4), 223–243.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Am. Spec. vol. 19, pp. 115–158.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiollo, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Science* 16, 477–492.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision measurements of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physics Review C4*, 1889–1906.
- Kay, R.W., Mahlburg-Kay, S., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau* 80 (2), 259–278.
- Lenz, C., 2010. Evolução do magmatismo neoproterozóico registrado nos ortognaisas Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. PhD thesis. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 194 pp.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos* 45, xv–xvii.
- Lopes, A.P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). PhD thesis. Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 102 pp.
- Ludwig, K.R., 1993, February. New Isoplot Version 2.2. Berkley Geochronology Center.
- McNulty, B.A., Tobish, O.T., Cruden, A.R., Gilder, S., 2000. Multi-stage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin* 112 (1), 119–135.
- Mantovani, M.S.M., Hawkesworth, C.J., Basei, M.A.S., 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the Crustal Evolution of South-Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17 (3), 263–268.
- Martil, M.M.D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivariata. Master thesis. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 77.
- Maruyama, S., Masago, H., Katayama, I., Iwase, Y., Toriumi, M., Omori, S., Aoki, K., 2010. A new perspective on metamorphism and metamorphic belts. *Gondwana Research* 18 (1), 106–137.
- Menand, T., Saint-Blanquet, M., Annen, C., 2011. Emplacement of magma pulses and growth of magma bodies. *Tectonophysics* 500, 1–2.
- Miller, C.F., Furbish, D.J., Walker, B.A., Clairborne, L.L., Koteas, G.C., Bleick, H.A., Miller, J.S., 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics* 500, 65–77.
- Ohyantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society* 166, 1075–1084.
- Ohyantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brazilian–Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141–159.
- Ohyantçabal, P., 2005. The Sierra Ballena Shear Zone; kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2005/ohyantcabl_cironi/ohyantcabl_cironi/pdf/.
- Ohyantçabal, P., Heinmann, A., Miranda, S., 2001. An evaluation of strain in the syntectonic Solís do Mataojo Granite Complex, Uruguay. *Journal of Structural Geology* 23, 807–817.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Mc Reath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, 688–703.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., 1996. Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). *Boletim IG-USP* 26, 99–113.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673.

- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 738–750.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Souza, M.M.A., Liz, J.D., Wild, F., Arendt, S., Oliveira, A., Duarte, L., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 34 (1), 21–34.
- Philip, R.P., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences for the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, 2009. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, pp. 289–291.
- Pluim, B.A., Markshak, S., 2003. Earth Structure, 2nd ed. W.W. Norton & Company, 672 pp.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.-L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology* 41 (6), 809–844.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503–525.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador. Short Papers of IV SSAGI, vol. 2, CBPM, IRD, Salvador, pp. 687–690.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., De Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 2 (4), 529–544.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649–667.
- Silva, L.C., 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldanha (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano. PhD thesis. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 243 pp.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review* 41, 531–551.
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução polícíclica das faixas dobradas protorozoicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60–73.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., MacHattie, T.G., Böhm, C., 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20, 677–686.
- UFRGS, 2000. Mapeamento Geológico 1:25 000: Projeto Camboriú, 6 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Walker Jr., B.A., Miller, C.F., Lowery, L., Wooden, J.L., Miller, J.S., 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 239–262.
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20 (9–10), 1273–1289.
- Zak, J., Paterson, S.R., 2005. Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *GSA Bulletin*, 117.

ANEXO D



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

Luana Moreira Florisbal ^{a,*}, Maria de Fátima Bitencourt ^b, Valdecir de Assis Janasi ^a, Lauro Valentim Stoll Nardi ^b, Larry M. Heaman ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brazil

^b Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

^c Department of Earth and Atmospheric Sciences, 1-26 Earth Sciences Building, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada T6G 2E3

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 October 2011

Accepted 29 April 2012

Available online 8 May 2012

Keywords:

Post-collisional

High-K granite

Long-lived magma chamber

Syntectonic magmatism

ABSTRACT

The Neoproterozoic post-collisional period in southern Brazil (650–580 Ma) is characterized by substantial volumes of magma emplaced along the active shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt. The early-phase syntectonic magmatism (630–610 Ma) is represented by the porphyritic, high-K, metaluminous to peraluminous Quatro Ilhas Granitoids and the younger heterograniular, slightly peraluminous Mariscal Granite. Quatro Ilhas Granitoids include three main petrographic varieties (*muscovite–biotite granodiorite* – mbg; *biotite monzogranite* – bmz; and *leucogranite* – lcg) that, although sharing some significant geochemical characteristics, are not strictly comagmatic, as shown by chemical and Sr–Nd–Pb isotope data. The most primitive *muscovite–biotite granodiorite* was produced by contamination of more mafic melts (possibly with some mantle component) with peraluminous crustal melts; the *biotite monzogranite*, although more felsic, has higher Ca, MgO, TiO₂ and Ba, and lower K₂O, FeO, Sr and Rb contents, possibly reflecting some mixing with coeval mafic magmas of tholeiitic affinity; the *leucogranite* may be derived from pure crustal melts. The Mariscal Granite is formed by two main granite types which occur intimately associated in the same pluton, one with higher K (5–6.5 wt.% K₂O) high Rb and lower CaO, Na₂O, Ba and Zr as compared to the other (3–5 wt.% of K₂O). The two Mariscal Granite varieties have compositional correspondence with *fine-grained granites* (fgg) that occur as tabular bodies which intruded the Quatro Ilhas Granitoids before they were fully crystallized, and are inferred to correspond to the Mariscal Granite feeders, an interpretation that is reinforced by similar U–Pb zircon crystallization ages. The initial evolution of the post-collisional magmatism, marked by the emplacement of the Quatro Ilhas Granitoids varieties, activated sources that produced mantle and crustal magmas whose emplacement was controlled both by flat-lying and transcurrent structures. The transition from thrust to transcurrent-related tectonics coincides with the increase in the proportion of crustal-derived melts. The transcurrent tectonics seems to have played an essential role in the generation of mantle-derived magmas and may have facilitated their interaction with crustal melts which seem to be to a large extent the products of reworking of orthogneiss protoliths.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The timing relations between magmatism and large-scale tectonic activity may be reflected in smaller to local-scale crosscutting relations between single intrusions, as well as in the evolution of fabrics related to progressive cooling of the magmas. Segregation, ascent and crystallization of granitic melts may occur under different tectonic regimes, whereas sources and structural conditions play a major role in determining

which granite type is generated in each regime. Elucidating the interplay of sources and tectonic activity is therefore essential to understand the genesis and evolution of granitic magmas. The ultimate sources of granitic magmas are usually inferred from elemental and isotope geochemistry, since they are likely to leave some fingerprints in the composition of these magmas. A combination of structural and geochemical tools seems therefore ideal to gather a more comprehensive picture of the relations between magma generation and emplacement in a given tectonic regime.

In southern Brazil, the emplacement of several Neoproterozoic granitic bodies was controlled by transpressive tectonics. Zircon U–Pb ID-TIMS and LA-MC-ICP-MS dating demonstrate that the magmatic activity was

* Corresponding author. Tel.: +55 11 3091 4023, +55 11 89809100.

E-mail address: geoluana@yahoo.com.br (L.M. Florisbal).

protracted and possibly continuous for at least ca. 50 Ma (Chemale et al., 2003, 2012) when considering the post-collisional stage as a whole. The wide variety of granitic rocks emplaced during this period is illustrated by the available geochemical data (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2009a, b; Garavaglia et al., 2002; Philipp and Machado, 2005) and suggests that a diversity of sources, both in the mantle and in the crust, were involved.

In this paper we present new structural, geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic data for syntectonic granites from the Porto Belo region, spanning the 630–610 Ma time interval, interpreted to correspond to the early phase of the post-collisional period in south Brazil. The combined use of structural and geochemical data aims at investigating the tectonic control over successive magma batches and permits inferences to be made on the sources of granitic magmas. An evolutionary model is thus proposed to discuss the interplay between tectonics and the mobilization of crustal and mantle sources for magma generation. This investigation also contributes to the general problem of the petrogenesis of high-K subalkaline granites, which are typical products of post-collisional magmatism (e.g. Liégeois, 1998), emphasizing that they are not products of simple crustal recycling, and therefore supporting their contribution to vertical crustal growth.

2. Geological setting

The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay (Fig. 1a) was formed during the Brasiliano/Pan-African Cycle which involved subduction of oceanic crust and collision among continents and magmatic arcs, leading to the consolidation of Pangea. Archaean to Paleoproterozoic granulite facies rocks related to the Rio de La Plata and Luis Alves cratons are found, respectively, in the western and northwestern part of these shield areas, while supracrustal metamorphic sequences are predominant in the central domain. Calc-alkaline magmatism with arc-type signature produced between 800 and 700 Ma is represented by tonalite-diorite associations found in the western shield areas of Rio Grande do Sul (Babinski et al., 1997; Silva, 1999).

Recent data from high-grade metamorphic terranes in southern Brazil (Gross et al., 2006; Martil, 2010; Philipp et al., 2009) and Uruguay (Gross et al., 2009) indicate that the main collision took place at ca. 650 Ma. The structure related to this collisional period is locally preserved in ortho- and paragneisses as gently-dipping gneissic banding bearing a strong stretching lineation, but exposures of these metamorphic rocks are scattered, most of them identified as roof pendants on the younger granitoids of the eastern domain.

The eastern part of the Dom Feliciano Belt features a NE-trending granitic area discontinuously exposed from the state of Santa Catarina to Uruguay for ca. 1400 km (Fig. 1a). From north to south, three segments are recognized, as Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths. Granitic magmatism along this belt is reported from 650 to 580 Ma (Chemale et al., 2003, 2012) in successive pulses, controlled mostly by transcurrent tectonics.

In some geotectonic models (e.g. Basei et al., 2000, 2005; Fernandes et al., 1992; Silva et al., 2005) this area corresponds to the roots of a Neoproterozoic magmatic arc. However, the increasing volume of structural and geochemical data obtained from these associations have led several authors to interpret them as post-collisional (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2009a, b; Garavaglia et al., 2002; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; among others). The post-collisional period in southern Brazil and Uruguay (650–580 Ma) is marked by intense magmatism along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB; Bitencourt and Nardi, 2000), where granitic and coeval mafic rocks bear a close relationship with transcurrent tectonics. The SBSB was an important conduit for magma transport and emplacement. Its deep-reaching discontinuities are conceived by Bitencourt and Nardi (2000) as responsible for mantle decompression and for reactivation of pre-existing magmatic sources. The widespread occurrence of coeval mafic magmas with most of the

granitic magmatism attests to the importance of mantle sources, as opposed to models based mainly upon crustally-derived magmatism.

The early phase of post-collisional magmatism within this granitic belt is often related in time and space to ENE-trending, gently-dipping shear zones. Two-mica leucogranites are found in either subhorizontal or subvertical shear zones, and are restricted to the end of this early phase (ca. 630–610 Ma). Later granitoids have shoshonitic affinity and are found either within shear zones or in adjacent, undeformed areas (Fig. 1a). The final post-collisional magmatism is sodic alkaline, and produced metaluminous biotite granites commonly in association with coeval tholeiitic or mildly alkaline mafic rocks. Post-collisional alkaline rocks are reported within the shear belt, conditioned by subvertical transcurrent structures, as well as far from the main deformation sites, discordantly intrusive in granitoids from the previous phases.

The Florianópolis Batholith, where the present study was carried out is situated at the northern part of the granitic belt. The northern limit of the batholith (Fig. 1b) is defined by the NE-trending Major Gercino Shear Zone (MGSZ; Bitencourt et al., 1989), which shows dextral transcurrent kinematics and is part of the Southern Brazilian Shear Belt, as defined by Bitencourt and Nardi (2000). The discontinuities that form this shear zone have been the site of successive emplacement of syntectonic granitic and coeval mafic magmas giving rise to a variety of elongate intrusions that are well exposed in the region of Porto Belo (Fig. 1b), at the northern extreme of this structure. The main geological features from this region are shown in Fig. 2; a summary of U–Pb geochronological data reported for these granitic rocks is given in Table 1. The U–Pb ages with high uncertainties and high associated error values (≥ 10 Ma) will not be considered on further discussions.

The Porto Belo Complex comprises the granite host rocks described in this region by Bitencourt (1996), as an association of orthogneisses of granitic and granodioritic composition, with subordinate tonalitic gneiss. At least one metamorphic event of amphibolite facies (Silva, 1991) was associated with the generation of a flat-lying mylonitic gneissic banding. Centimeter to decimeter-sized xenoliths of finely-laminated gneisses, banded amphibolites and mafic schists are common, some of them representing former dykes.

The Quatro Ilhas and Mariscal Granites (Fig. 2) (Bitencourt, 1996; Bitencourt and Kruhl, 2000) are the oldest syntectonic magmatic rocks in the region, and their magmatic foliation is parallel to the flat-lying foliation of the host rocks. The Quatro Ilhas Granitoids intrude at low angle to the main gneissic banding of the host rocks and contain xenoliths of orthogneisses, and occur as fragments in the younger Mariscal Granite. The macro and microstructures of both units reflect different stages of shearing in the crystal mush and progressively onto subsolidus conditions.

The younger intrusive units have a geometry entirely controlled by transcurrent structures. The Estaleiro Complex comprises shoshonitic affinity granodiorites (Chemale et al., 2003, 2012), mafic rocks as concordant or subconcordant sheets, and a large volume of felsic veins. The Zimbros Intrusive Suite is composed of two plutonic subunits of mildly alkaline affinity, the Zimbros and Morro dos Macacos granites (Chemale et al., 2003, 2012), respectively emplaced within and outside the main deformation site (Fig. 2).

3. Mesoscopic-scale features of the studied granites and related rocks

The Quatro Ilhas Granitoids (QIG) comprise foliated, coarse to very coarse-grained porphyritic biotite monzogranites (bmz – Fig. 3a) which are dominant and locally grade into leucogranite (lcg); muscovite–biotite granodiorites to monzogranites (mbg – Fig. 3b) are less abundant. All three varieties have ca. 30–40% feldspar megacrysts set in a medium to coarse-grained matrix with biotite as the main mafic phase, but the muscovite–biotite granodiorite is often enriched in biotite and matrix material compared to the other varieties. Typical color indices

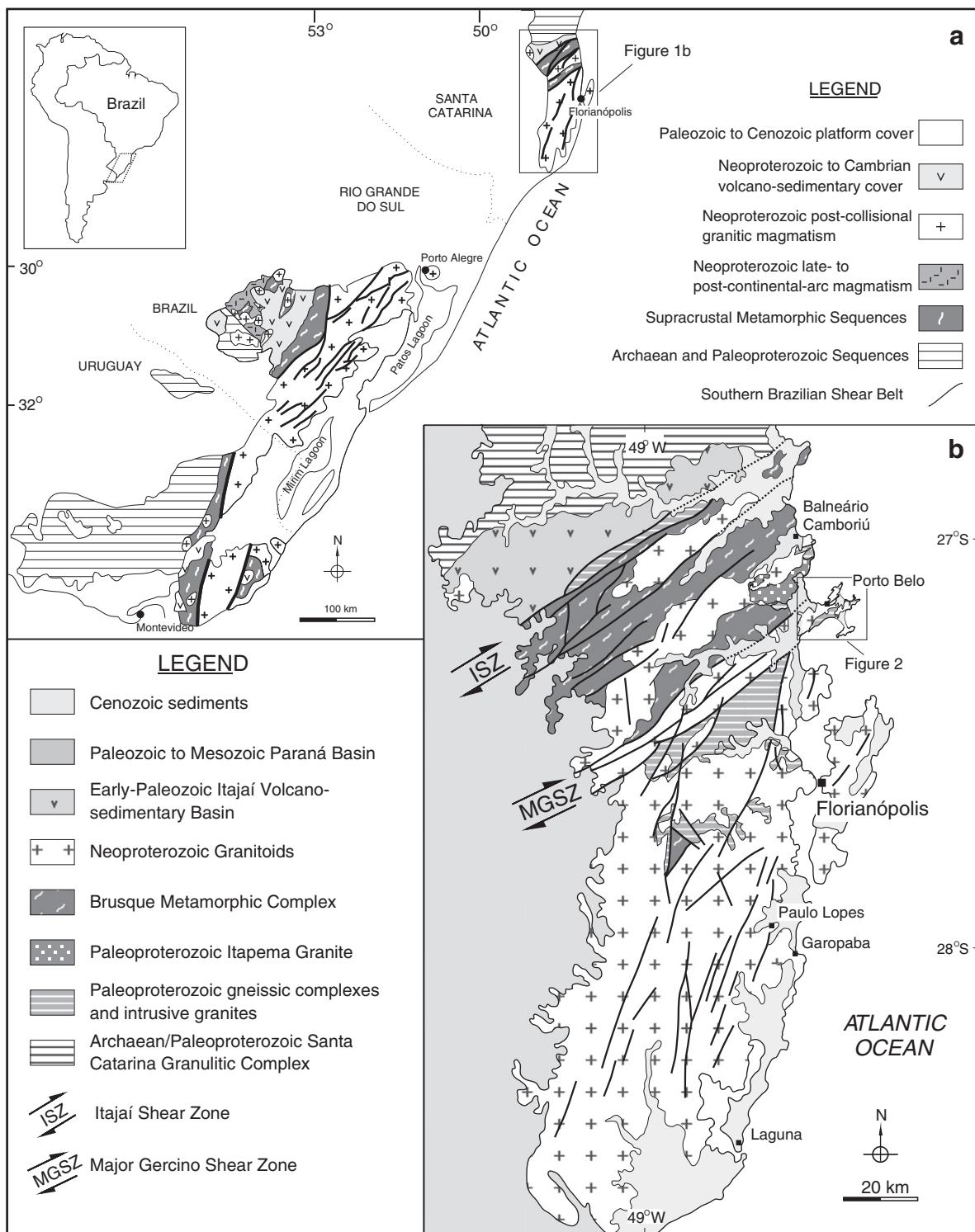


Fig. 1. (a) Localization and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonic features in the state of Santa Catarina, Brazil, with the study area. Modified from Bitencourt and Nardi (2000).

are 9 for muscovite–biotite granodiorite, 6 for biotite monzogranite and 3 for leucogranite.

The main foliation is marked by strong alignment of K-feldspar (010) faces and biotite basal planes. Solid-state deformation is locally very intense and generates lenticular feldspars wrapped by anastomosing micas, but euhedral feldspars are frequently preserved. Deformation localization leads to overprint by a strongly mylonitic, subvertical foliation which nevertheless does not entirely destroy the magmatic features.

Geochronological data (Florisbal et al., 2011, 2012) are in agreement with field relations originally described by Bitencourt (1996) pointing to the muscovite–biotite granodiorite as the oldest magma (625.1 ± 6.5 Ma), followed by the biotite monzogranite (613.7 ± 3.9 Ma) which makes up the largest magma volume. The temporal and genetic links of the leucogranite with the other varieties are still unclear, despite local gradational contacts with the biotite monzogranite.

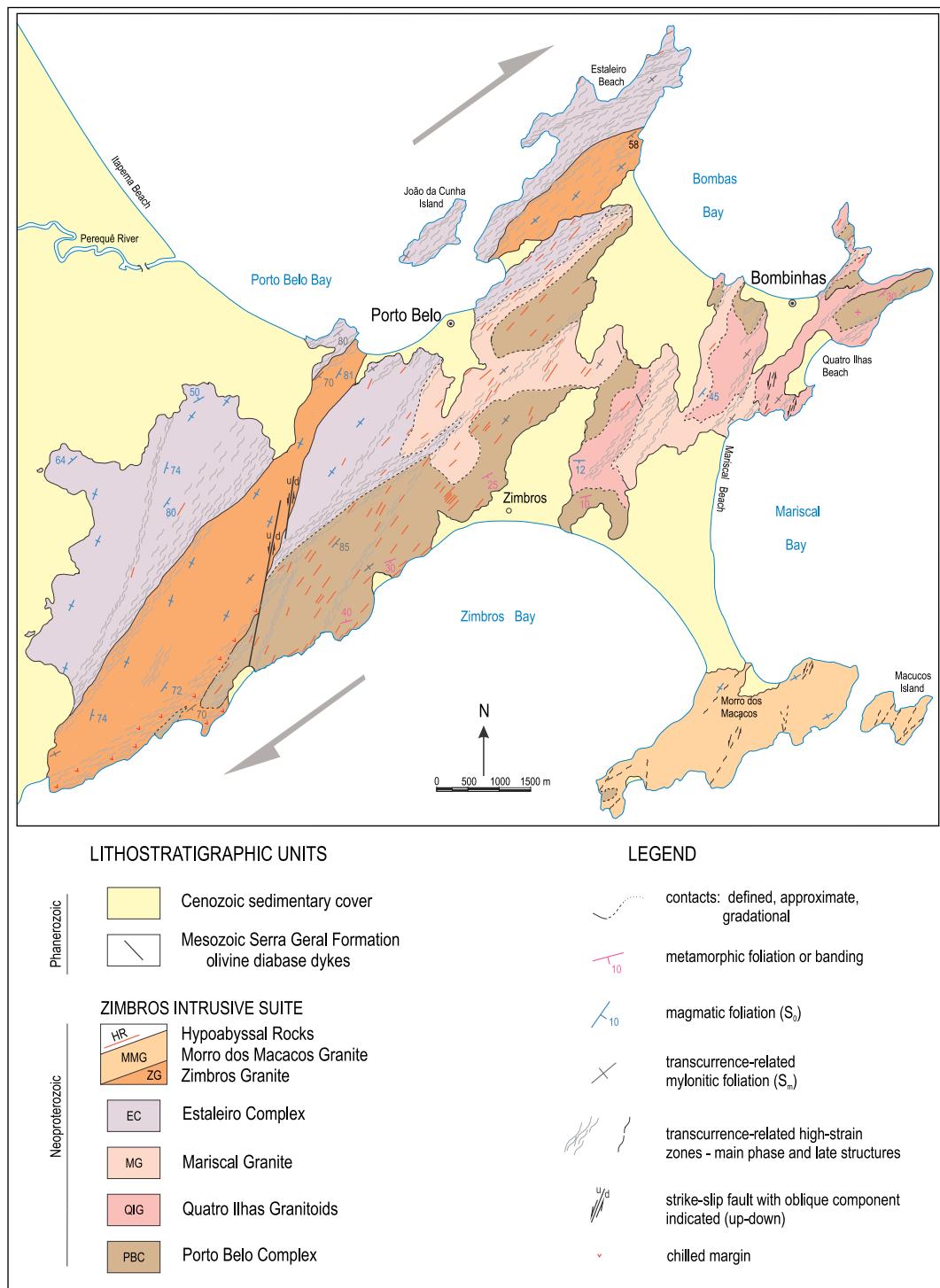


Fig. 2. Geological map of the Porto Belo region. Modified from Bitencourt, 1996.

The original geometry of the Quatro Ilhas Granitoids intrusions is largely masked by the transcurrent shear zones which have rotated a substantial part of the primary structures onto NE-trending subvertical ones that predominate over the whole area. An originally subhorizontal, tabular geometry was inferred by Bitencourt (1996) based mainly on magmatic structures preserved within low-strain zones.

Country rock xenoliths of variable shapes and sizes are common, and their contacts usually indicate some degree of partial assimilation by the Quatro Ilhas Granitoids magma. In certain places, the Quatro Ilhas Granitoids and their xenoliths are invaded by a network of fine-

grained granitic veins, some of which can be traced into the nearby Mariscal Granite intrusions.

The Quatro Ilhas Granitoids coeval mafic rocks are represented by small microgranular enclaves, cm-thick schlieren and sparse, locally disrupted, up to 50 cm-thick tabular bodies which help to enhance the Quatro Ilhas Granitoids main structural features, such as mesoscale folds. A large part of these mafic rocks is formed by hornblende and biotite cumulates, with minor amount of plagioclase; however, the original composition is locally preserved as fine-grained gabbros. These bodies are mainly concordant with the Quatro Ilhas Granitoids main foliation

Table 1

Summary of the U–Pb zircon ages reported for granitic rocks of the Porto Belo region.

Unit	Method	Age (Ma)	Reference
Quatro Ilhas Granitoids	LA-MC-ICP-MS	619 ± 22	Chemale et al., 2012
Quatro Ilhas Granitoids	LA-MC-ICP-MS	623 ± 6.2	Chemale et al., 2012
Quatro Ilhas Granitoids – <i>mbg</i>	LA-MC-ICP-MS	625.1 ± 6.5	Florisbal et al., 2011, 2012
Quatro Ilhas Granitoids – <i>bmz</i>	LA-MC-ICP-MS	613.7 ± 3.9	Florisbal et al., 2011, 2012
Mariscal Granite	LA-MC-ICP-MS	620 ± 31	Chemale et al., 2012
Mariscal Granite	ID-TIMS	624 ± 17	Chemale et al., 2003, 2012
Mariscal Granite – <i>HK</i> group	LA-MC-ICP-MS	609 ± 8.3	Florisbal et al., 2011, 2012
Fine-grained granite dyke	LA-MC-ICP-MS	617 ± 5.6	Chemale et al., 2012
Fine-grained granite dyke	ID-TIMS	615 ± 7	Chemale et al., 2003, 2012
Fine-grained granite dyke	LA-MC-ICP-MS	617.5 ± 5.2	Chemale et al., 2012
Estaleiro Complex	ID-TIMS	602 ± 4.2	Chemale et al., 2003, 2012
Morro dos Macacos Granite	ID-TIMS	588 ± 3.3	Chemale et al., 2003, 2012
Zimbros Granite	LA-MC-ICP-MS	587 ± 7.5	Chemale et al., 2012
Zimbros Acid dyke	SHRIMP	587 ± 8.7	Chemale et al., 2012

and commonly have an internal foliation parallel to their contacts, which are sinuous and diffuse in most cases but may be locally sharp and straight. The tabular bodies are commonly intruded by veinlets that

appear to derive from the Quatro Ilhas Granitoids residual felsic liquids, and well-aligned trains of K-feldspar xenocrysts are found near their borders. Despite the restricted volume of mafic magma associated with the

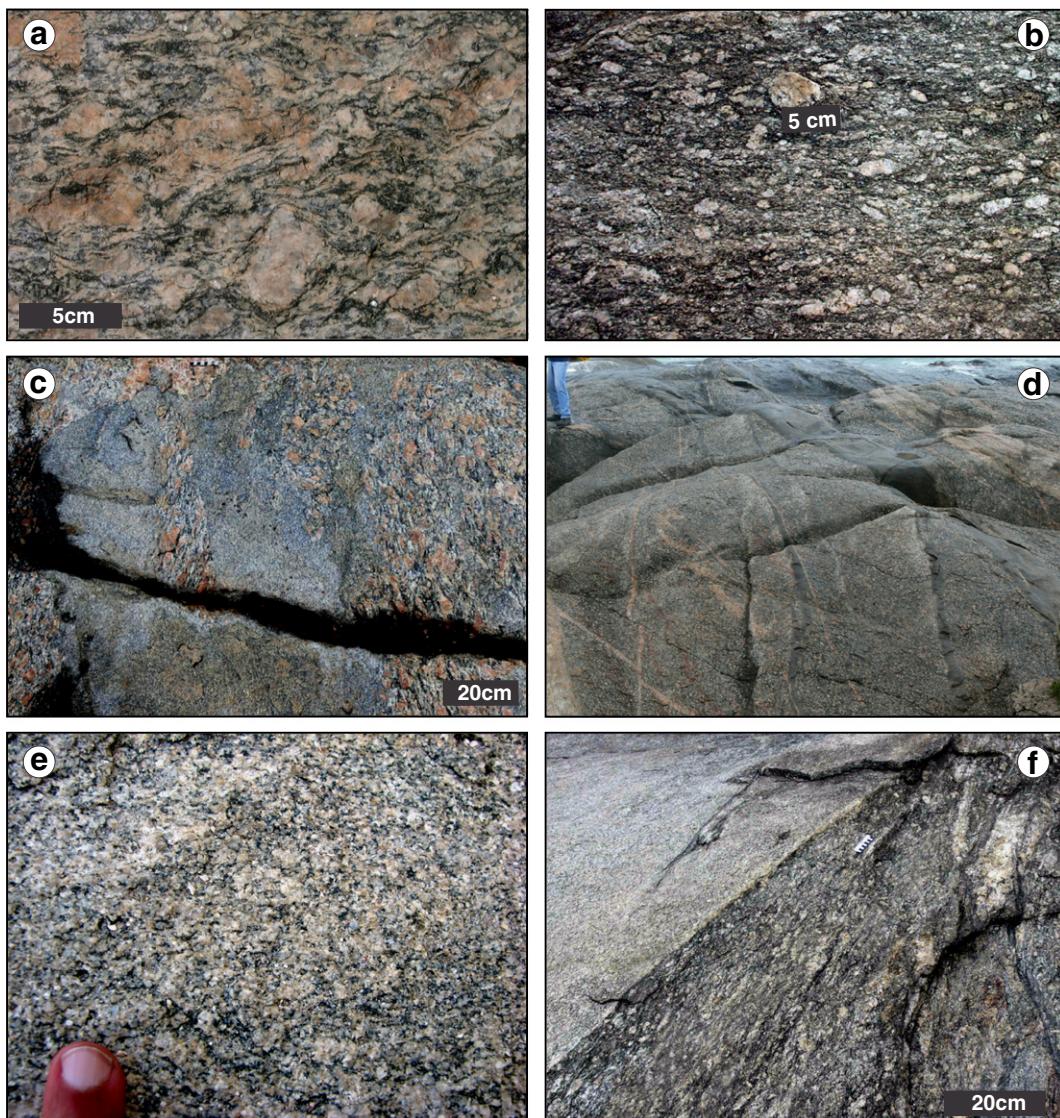


Fig. 3. Mesoscopic-scale features of the studied granites and related rocks: (a) coarse-grained porphyritic texture typical of the Quatro Ilhas biotite monzogranite; (b) porphyritic texture with high proportion of matrix:megacrysts typical of the Quatro Ilhas muscovite–biotite granodiorite; (c) diffuse and sinuous to lobate contacts between fine-grained granites and Quatro Ilhas biotite monzogranite; (d) sharp and straight to slightly curved contacts between fine-grained granites and Quatro Ilhas biotite monzogranite; (e) heterogranaular, medium- to fine-grained texture typical of the Mariscal Granite; (f) sharp intrusive contact of the Mariscal Granite parallel to the main foliation of the Quatro Ilhas muscovite–biotite granodiorite.

Quatro Ilhas Granitoids the features describe above attest to the coeval nature of this mafic magma pulse.

A third group of rocks normally associated to Quatro Ilhas Granitoids is found as m- to dm-thick tabular bodies of fine-grained equigranular biotite-bearing gray granites (*fine-grained granites*) whose magmatic foliation is conformable to the intrusion shape even where it branches out along the anastomosing foliation of the host granitoids. Their contacts with the host granitoids may be diffuse and sinuous to lobate (Fig. 3c), or else sharp and straight to slightly curved (Fig. 3d), attesting to different viscosity contrasts with the country rock. They also bear different angular relations with the main Quatro Ilhas Granitoids structure, as their emplacement is successively controlled by the main foliation, C-planes and axial planes of folds. In general these *fine-grained granites* are seen to crosscut the previously described mafic sheets, but sub-horizontal, as well as subvertical tabular bodies of *fine-grained granites* are found.

The Mariscal Granite (MG) (Fig. 3e) consists of foliated, heterograniular, medium- to fine-grained muscovite–biotite syeno- to monzogranites with scattered, up to 1 cm-long euhedral feldspar phenocrysts that locally define a porphyritic texture. Relative concentrations of feldspar phenocrysts locally form m-sized irregular patches of porphyritic rock of diffuse or gradational contact with the main Mariscal Granite rock type.

The main planar structure is a discontinuous magmatic foliation marked by the alignment of micas and feldspar aggregates and enhanced by biotite schlieren, bearing a weak mineral lineation marked by the alignment of small feldspar phenocrysts.

Wherever preserved from further overprint by solid-state deformation, contacts between the Mariscal and Quatro Ilhas granites main intrusions are commonly diffuse or interfingered, suggestive of low viscosity and temperature contrast. Sharp contacts are common where the Mariscal Granite forms elongate, generally more differentiated bodies trending parallel or at an angle to the main foliation of the country rocks. In this case, the magmatic foliation is parallel to the intrusion walls, marked by the shape alignment of minerals as well as by xenolithic fragments (Fig. 3f). Near steeply-dipping high-strain zones, a progressive verticalization and transposition of contacts and former planar structures are observed.

Country rock xenoliths, megaxenoliths and roof pendants are abundant in this unit. The most common xenoliths are 20–50 cm long fragments of Quatro Ilhas *muscovite–biotite granodiorite* and more rarely biotite monzogranites, fine-grained biotite gneisses, pegmatites, and m-long lenses of fine-grained metatonalite.

Geochronological data (Florisbal et al., 2011, 2012) are in agreement with field relations (Bitencourt, 1996) pointing to the Mariscal Granite (609 ± 8.3 Ma) as younger than the Quatro Ilhas *muscovite–biotite granodiorite* and roughly contemporaneous with the Quatro Ilhas *biotite monzogranite*. Chemale et al. (2003) presented an age of 615 ± 7 Ma for one of the tabular bodies of the *fine-grained granites*. Taking into account the associated errors, the geochronological data suggest a temporal link between the *fine-grained granites* and the Mariscal Granite.

The close relationship between successive intrusions and shearing was previously addressed in this region, including the structural correlation of part of the tabular bodies of *fine-grained granites* associated to the Quatro Ilhas Granitoids with the Mariscal Granite (Bitencourt, 1996; Bitencourt and Kruhl, 2000). However, the possible petrogenetic link between them was never investigated and is one of the goals of this paper.

A summary of the geochronological data for the Quatro Ilhas Granitoids and Mariscal Granite is presented in Table 1.

4. Petrography and microstructures

In all petrographic varieties of the Quatro Ilhas Granitoids, K-feldspar megacrysts are dominant over plagioclase, which is more voluminous only in some samples of the muscovite-bearing variety. Zircon, apatite,

tourmaline and ilmenite are common accessory phases; allanite is found in the *muscovite–biotite granodiorite* and *biotite monzogranite*, while garnet is restricted to and only rarely found in the *leucogranite*.

Plagioclase composition is $An_{31\text{ to }41}$ in *muscovite–biotite granodiorite* and *biotite monzogranite*, and $An_{16\text{ to }19}$ in *leucogranite*; it is rarely zoned and bears few inclusions of biotite, apatite, zircon, ilmenite and quartz.

K-feldspar megacrysts are larger than plagioclase and perthitic, with ca. 15% vol. albite lamellae of variable morphology (string, braid, film and patch) and constant composition (An_5). In *leucogranite*, the K-feldspar may contain up to 20% vol. of irregular albite lamellae. Microcline twinning is also irregularly developed even at a single-grain scale. Inclusions are abundant, comprising plagioclase (An_{31}), biotite, apatite, quartz and allanite. Feldspar megacrysts are generally elongate and aligned with their twin planes parallel or at low angle to the magmatic foliation plane (Fig. 4a, b), which is also marked by the micas. Their microstructure suggests oriented growth rather than solid-state reorientation of primary grains (Bitencourt, 1996). In both feldspars, the processes of recovery and recrystallization at grain boundaries may be locally advanced, especially under low-temperature conditions. However, few up to 1 mm-large recrystallized new K-feldspar grains indicate high-temperature recrystallization (Bitencourt, 1996).

Quartz may form irregular, interstitial igneous grains (Fig. 4a, b) with regular prismatic subgrains, or recrystallized, fine-grained margins. Subordinately, quartz grains show prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries that form chessboard pattern, indicative of deformation temperatures above 650°C under medium pressures (Kruhl, 1996).

Biotite forms aggregates of irregular distribution in all Quatro Ilhas Granitoids varieties, the highest amounts found in the *muscovite–biotite granodiorite*. The predominant biotite, considered by Bitencourt (1996) to be primary, forms dark brown to reddish brown lamellae aligned in the magmatic foliation planes. Common inclusions are zircon and apatite. More rarely in *leucogranite*, small globular quartz inclusions are found. A neo-crystallized generation of biotite was identified by the same author as small, bluish-green flakes, generally part of fine-grained aggregates formed under low-temperature conditions.

White micas fall into two different textural groups: (i) relatively large plate-like crystals with sizes similar to biotite and feldspar, aligned in the magmatic foliation, and restricted to *muscovite–biotite granodiorite*; (ii) fine to very fine-grained secondary crystals derived from the feldspars, biotite or larger white mica grains, which are present in all Quatro Ilhas Granitoids varieties.

Allanite occurs in *muscovite–biotite granodiorite* as very small, subhedral crystals, some of which are zoned or have epidote coronas; in *biotite monzogranite* it may form up to 2 mm-long euhedral crystals. Zircon, green tourmaline and apatite are present in all varieties. Garnet is very rare and only found in some *leucogranite* samples. The opaque mineral common to all varieties is *ilmenite*.

The coeval mafic rocks are mainly cumulates with sparse occurrence of medium to fine-grained equigranular gabbros and quartz–gabbros. Amphibole and biotite occur in variable proportions; zircon, apatite, titanite and ilmenite are the main accessory phases. In the gabbroic rocks, amphibole predominates over biotite by a ratio of 60:40.

Plagioclase ($An_{60\text{--}75}$) is subhedral and rarely zoned but has well-developed twinning. The crystals are well-aligned and define the foliation together with the mafic minerals. Deformational features as bent twin planes, subgrains and fine-grained, recrystallized brown biotite at grain borders are locally observed.

Dark-green *amphibole* (hornblende) occurs in most cumulitic rocks and is an important phase in the gabbros. The crystals are subhedral to euhedral and predominantly form aggregates associated with biotite, titanite and opaque minerals, but individual, up to 1 mm-long crystals are also found. Pyroxene relict shapes are locally preserved, but no relict pyroxene crystals are found. Reddish-brown *biotite* forms very small lamellae aligned in the foliation; larger grains, of size comparable to the amphiboles are subordinate.

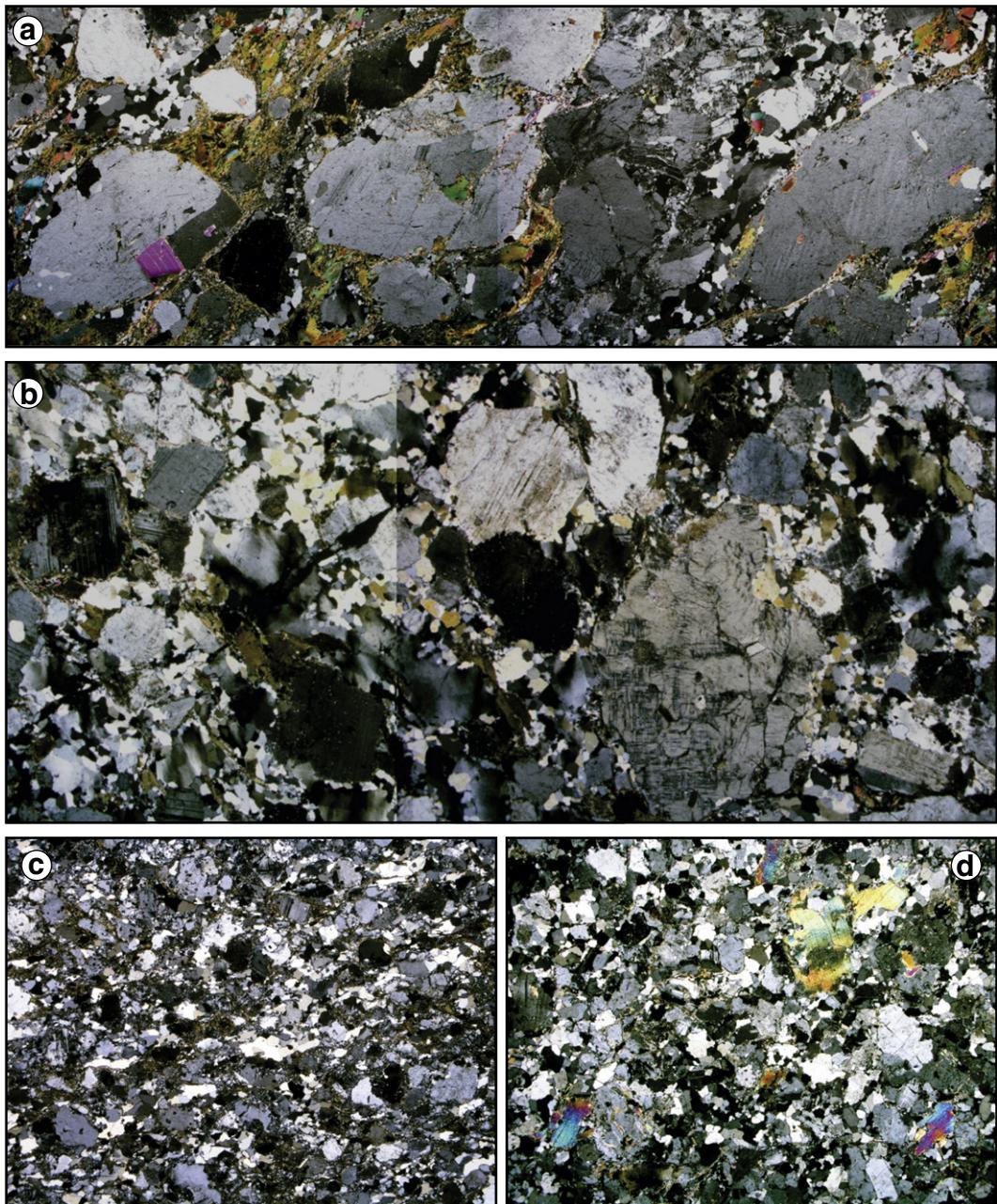


Fig. 4. Petrographic and microstructural aspects of the studied rocks: (a) Quatro Ilhas muscovite-biotite granodiorite with feldspar megacrysts, muscovite (Ms) and biotite (Bt) aligned in the magmatic foliation plane, igneous interstitial quartz grains with regular prismatic subgrains, or recrystallized, fine-grain margins, feldspar megacrysts with healed fractures by matrix material; (b) Quatro Ilhas biotite monzogranite with coarse feldspar megacrysts, some grains show chessboard pattern; (c) typical texture of the fine-grained granites, with rounded plagioclase crystals (Pl), and small amounts of biotite that define the magmatic foliation; (d) heterogranular texture typical of the Mariscal Granite, with no evident bimodality of grain sizes; large muscovite and biotite flakes indicated. Long side of photographs: (a) 18 mm, (b) 14.5 mm, (c) and (d) 10.40 mm.

Quartz (up to 10–12%) forms very small crystals, in part concentrated in narrow paths where intense recrystallization occurred. Bulging features of the recrystallized grains point to low-temperature recrystallization conditions.

Apatite and *zircon* are euhedral. Acicular apatite is more common in the gabbros, while zircon is present in all the mafic types. *Titanite* forms a generation of primary, euhedral crystals aligned in the foliation, and a second generation of subhedral to anhedral crystals commonly associated to ilmenite as by-products of hornblende alteration.

The *fine-grained granites* forming coeval tabular bodies in Quatro Ilhas Granitoids are syenogranites to alkali-feldspar granites. They are predominantly fine-grained equigranular rocks (Fig. 4c) with some heterogranular samples and locally-developed porphyritic texture

with 0.5 to 1 mm-large feldspars. The microstructures are similar to those described for the host granite, but low temperature deformation features are much more significant as compared to magmatic features.

K-feldspar occurs mainly as megacrysts but also as small crystals in the matrix. The crystals are perthitic with ca. 10–15 vol.% albite lamellae, mostly strings or veins, and rarely with braid morphology. Cross hatch pattern is rare. The megacrysts are subhedral to rounded and elongated in the main foliation plane. Subgrains are rare, but grain boundary migration and recrystallization at the grain borders are commonly observed.

Plagioclase (An_{20-25}) is commonly rounded, rarely showing straight faces (Fig. 4c), and commonly twinned. Wavy extinction, large subgrains and small recrystallized grains formed at the borders of old grains

Table 2

Major and trace element data of the granitic and mafic rocks from the Porto Belo Region. Oxides in wt.% and trace elements in ppm.

Sample unit	PB-04 [*]	PMP-26C	PB-30A [*]	PB-33A [*]	PB-57D [*]	PB-391 [*]	PMP-27B	PB-56B [*]	PB-88 [*]	PB-88A [*]	PB-90 [*]	PB-165 [*]	PB-285 [*]	PB-17D [*]	PB-18A [*]	PB-19B [*]	PB-99 [*]	PB-99A [*]	PB-285G	PB-285H	PMP-02A	PMP-25C	PMP-27C
	mbg	mbg	mbg	mbg	mbg	mbg	bmz	bmz	bmz	bmz	bmz	bmz	bmz	bmz	lcg	lcg	lcg	lcg	MafQIG	MafQIG	MafQIG	MafQIG	MafQIG
SiO ₂	67.68	64.76	66.83	69.40	65.18	69.09	73.60	68.80	73.34	73.06	72.92	73.50	73.96	75.29	77.41	76.91	76.88	74.63	43.07	42.96	48.57	51.44	44.25
Al ₂ O ₃	15.63	15.69	15.01	15.20	16.34	14.06	12.93	14.87	13.94	13.36	14.08	13.46	12.81	12.84	12.02	12.14	11.34	12.29	17.20	17.30	16.20	14.68	17.90
FeO _t	4.02	4.01	4.02	4.05	4.58	3.42	2.80	3.41	3.18	2.80	2.17	3.25	2.63	1.81	1.43	1.70	1.60	1.37	15.01	14.44	11.28	8.69	13.37
MnO	0.06	0.06	0.07	0.05	0.09	0.06	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.17	0.17	0.18	0.16	0.18
MgO	0.91	1.62	0.83	0.75	1.24	0.70	0.59	0.83	0.43	0.46	0.41	0.48	0.43	0.12	0.07	0.09	0.25	0.25	5.98	5.08	5.88	8.73	5.98
CaO	2.29	3.28	2.03	2.23	3.04	1.94	2.36	2.27	2.65	2.71	2.57	2.27	1.92	0.80	0.68	0.88	1.15	1.09	9.88	9.38	8.50	8.99	9.93
Na ₂ O	3.91	3.64	3.30	3.50	3.64	3.95	2.44	3.91	3.77	4.04	3.24	3.03	2.43	3.10	3.20	2.97	3.77	3.82	2.23	2.53	2.45	0.41	2.55
K ₂ O	3.32	3.90	5.20	3.41	2.83	4.43	3.78	3.13	1.69	1.86	3.74	3.29	4.57	5.24	5.08	4.61	3.74	4.72	1.92	2.45	2.72	3.16	1.86
TiO ₂	0.60	0.69	0.70	0.50	0.75	0.50	0.42	0.54	0.29	0.30	0.33	0.43	0.35	0.11	0.14	0.14	0.22	0.20	2.33	2.71	1.39	0.77	2.20
P ₂ O ₅	0.36	0.27	0.27	0.20	0.33	0.17	0.09	0.34	0.10	0.20	0.12	0.12	0.10	0.03	0.02	0.04	0.07	0.04	0.35	0.57	0.52	0.10	0.42
L.O.I.	0.69	0.90	0.77	0.71	0.65	1.31	0.50	0.65	0.42	0.84	0.35	0.43	0.40	0.42	0.14	0.26	0.71	0.84	1.18	1.28	1.19	1.78	0.88
Total	99.47	98.82	99.03	100.00	98.67	99.63	99.55	98.80	99.84	99.66	99.97	100.30	99.63	99.77	100.21	99.77	99.75	99.27	99.32	98.86	98.88	98.91	99.50
# Fe	0.82	0.71	0.83	0.84	0.79	0.83	0.83	0.80	0.88	0.86	0.84	0.87	0.86	0.94	0.95	0.86	0.85	0.72	0.74	0.66	0.50	0.69	
Ba	449	1263	292	704	738	553	861	460	290	269	823	755	992	133	82	134	171	265	223	336	959	153	216
Rb	272	212	292	167	230	240	131	248	128	121	210	147	163	201	237	226	216	244	79	106	124	301	78
Sr	180	364	244	175	276	170	171	202	175	171	180	180	179	48	31	55	66	60	707	624	531	132	719
Zr	168	198	230	201	194	150	205	160	165	148	163	157	145	89	57	110	102	92	59	97	147	85	57
Cs	12	12	99	4		12	33	14			6	2	2		5		4			4		20	10
Ga	27	21				18	34			22					19					19	16	23	
Ta	2.27						2.19			1.05						4.51				4.54	2.04	1.85	
Hf	5.10		5.77		5.42	6.07	5.90			4.90	3.95	3.95				12.6				14.6	4.7	6.5	
Nb	30.0	15.0		9.3		17.2	7.1	33.0			15.0	5.6	5.6		14		52			33	21	19	
Y	33	37		23		18	20	29			33	16	16		17.0		42.6			3.6	0.9		
Th	19.0	12.0		20.7		39.9	14.6	11.9			22.0	14.8	14.8			7.9			0.8	0.7			
U	7.5		1.4		11.2	0.9	6.1			2.1	1.2	1.2							240	190	280		
V	42				45	43		24											37	41			
Co	5				6	6		4											37	526	29		
Cr	30					28		11											58	96	26		
Ni	17					17								21.01		46.70			45.10	14.00	25.50		
La	57.50	65.75		99.40		85.80	70.10	41.50			88.00	76.40	76.40		48.68		113.00			98.80	22.20	54.70	
Ce	84.40	143.40		171.00		154.00	134.00	61.60			106.00	129.00	129.00		23.63		51.00			51.90	14.10	32.80	
Nd	40.50	61.68		67.20		62.20	54.90	31.80			63.10	49.10	49.10		5.46		12.40			11.00	3.40	6.61	
Sm	8.51	10.15		11.20		10.80	9.16	6.77			10.30	8.03	8.03		0.40		0.51			2.30	0.96	1.74	
Eu	0.97	1.92		1.47		1.18	1.54	0.92			1.44	1.29	1.29		4.04		10.10			8.76	3.58	5.27	
Gd	6.97	6.36		8.27		7.10	6.85	5.84			8.65	5.70	5.70		–		1.66			1.27	0.60	0.70	
Tb	1.33		1.08		0.88	0.88	1.21			1.33	0.72	0.72		2.82		9.18			6.76	3.61	3.68		
Dy	6.60	4.81		5.37		3.93	4.47	6.04			6.62	3.49	3.49		0.43		1.76			1.22	0.77	0.68	
Ho	1.00	0.94		0.95		0.64	0.80	0.91			1.13	0.61	0.61		0.99		4.67			3.15	2.05	1.68	
Er	2.55	2.38		2.25		1.50	1.95	2.52			3.43	1.47	1.47		0.64		3.84			1.93	1.26		
Yb	1.72	2.04		1.60		1.25	1.34	1.60			2.17	1.12	1.12		0.10		0.55			0.28	0.18		
Lu	0.21	0.26		0.22		0.19	0.19	0.20			0.26	0.16	0.16										

QIG: mgbd–muscovite biotite granodiorite, bmz–biotite monzogranite, lcg–leucogranite. MafQIG–mafic rocks associated to QIG.

Fgg–fine-grained granites. MG–Mariscal Granite.

Major elements, Ba, Sr, Rb and Zr results by RX Fluorescence; other trace elements and REE by ICPMS.

* Data from Bitencourt (1996).

Table 2 (continued)

PB-04 ^a	PMP-01A	PMP-01B	PMP-01C	PMP-01D	PMP-02B	PMP-04B	PMP-04A	PMP-05A	PB-04A*	PB-04E*	PB-11*	PB-12*	PB-29C*	PB-31A*	PB-56*	PB-57A*	PB-66*	PB-101*	PB-147D*	PB-166*	PB-286*	PB-413*	PMP-25D	
mbg	fgg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg							
67.68	71.78	71.16	71.72	71.51	71.14	69.64	71.53	73.10	72.80	73.80	71.80	71.82	73.15	72.69	71.95	71.93	71.37	71.94	72.13	76.87	71.34	74.01		
15.63	14.04	13.97	13.90	13.94	14.27	15.35	15.48	15.49	13.43	14.27	13.92	15.00	14.91	13.83	13.75	14.56	14.36	13.17	13.97	14.09	12.38	14.54	13.16	
4.02	1.72	1.69	1.74	1.72	1.61	1.80	1.98	1.55	1.68	1.51	1.33	1.28	1.82	1.32	1.54	1.58	1.50	3.02	2.71	2.18	1.67	1.61	1.55	
0.06	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	
0.91	0.39	0.50	0.37	0.39	0.48	0.49	0.50	0.35	0.51	0.32	0.21	0.38	0.46	0.27	0.37	0.35	0.41	0.22	0.40	0.43	0.04	0.41	0.37	
2.29	0.78	1.08	1.16	0.93	0.74	1.86	1.83	1.79	1.35	1.00	0.54	1.96	1.67	0.99	0.93	0.91	1.74	1.43	0.97	1.15	0.66	1.75	0.85	
3.91	1.91	2.30	2.18	1.82	2.22	3.35	3.08	3.36	3.10	2.97	3.10	4.18	3.50	2.97	3.10	2.70	4.04	2.83	2.70	2.56	3.37	4.01	2.57	
3.32	7.88	7.24	7.21	7.98	7.58	4.87	5.27	5.25	4.93	5.30	5.35	3.14	4.50	5.43	5.50	6.34	4.09	5.40	5.82	5.88	4.72	4.23	5.65	
0.60	0.32	0.27	0.29	0.33	0.25	0.44	0.46	0.34	0.27	0.28	0.22	0.34	0.29	0.19	0.22	0.23	0.33	0.38	0.42	0.41	0.11	0.34	0.18	
0.36	0.15	0.20	0.13	0.15	0.20	0.12	0.13	0.09	0.11	0.12	0.03	0.12	0.09	0.14	0.14	0.14	0.17	0.14	0.16	0.01	0.15	0.15		
0.69	0.52	0.66	0.66	0.69	0.73	0.82	0.83	0.57	1.15	1.08	1.02	0.80	0.70	0.79	0.81	0.90	0.81	1.59	0.67	0.55	0.45	1.19	0.48	
99.47	99.50	99.08	99.38	99.48	99.23	98.84	99.22	100.34	99.65	99.66	99.53	98.89	99.82	99.04	99.07	99.67	99.37	99.59	99.76	99.56	100.32	99.60	99.00	
0.82	0.82	0.77	0.82	0.82	0.77	0.79	0.80	0.82	0.77	0.83	0.86	0.77	0.80	0.83	0.81	0.82	0.79	0.93	0.87	0.84	0.98	0.80	0.81	
449	455	499	597	456	532	1327	1212	1416	474	532	311	1428	1100	362	367	359	1362	327	805	616	570	1410	335	
272	239	240	239	232	246	151	162	151	266	252	371	154	214	263	265	249	143	357	348	312	364	157	241	
180	126	148	154	130	147	655	535	522	146	179	69	720	457	126	114	106	589	87	168	123	30	604	119	
168	164	137	192	170	128	190	202	200	133	142	98	227	171	103	100	88	240	81	224	197	95	253	97	
12					8		3		5		13		6		7	6.2		16		4.3		4	6	
27					18		25		27		27				21	27		32		22			18	
2.27												1.32				0.66				0.72				
5.10					3.67		5.51					3.30		4.03		3.10				6.00		4.97		2.51
30.0					8.7		4.0					19.0		8.1		24.0		18.0		20.0		16.0		7.3
33					8		10		17		66		10		12		13		12		16		7	18
19.0					18.1		10.2					17.6		10.4		14.6				43.7		11.5		11.0
7.5					2.5		1.3					3.0		1.9		3.0				2.5		3.7		3.1
42					11		37									9			17			220		
5												3				3				3			40	
30												43				35				23			415	
17															12				13				140	
57.50					35.70		28.91		39.79		32.20		23.50		21.77		40.80		11.46		98.00		27.40	
84.40					82.80		47.82		98.52		64.90		59.27		50.92		60.80		38.91		132.00		70.20	
40.50					33.30		21.53		39.60		36.80		20.20		22.56		33.20		13.36		75.00		21.80	
8.51					7.48		3.67		7.12		8.64		3.77		4.82		7.25		3.01		13.20		3.56	
0.97					1.00		0.83		0.81		0.92		0.81		0.70		1.03		0.29		0.96		0.80	
6.97					5.28		2.84		4.21		7.65		2.67		3.91		5.22		2.25		8.58		2.24	
1.33					0.60		0.39		–		1.20		0.37		–		0.85				0.82		0.27	
6.60					2.23		2.07		2.43		6.19		1.88		2.78		3.44		1.55		3.34		1.34	
1.00					0.30		0.37		0.40		1.31		0.34		0.47		0.45		0.22		0.46		0.25	
2.55					0.70		0.93		0.95		3.99		0.89		1.13		1.24		0.60		1.42		0.67	
1.72					0.62		0.73		0.64		2.83		0.86		0.94		0.83		0.50		0.68		0.66	
0.21					0.09		0.09		0.09		0.44		0.12		0.12		0.10		0.11		0.11		0.09	

are common deformation features. Megacryst contacts are often irregular and sinuous, and their margins often show fine-grained recrystallized aggregates.

As in the Quatro Ilhas Granitoids, the microstructures identified in the feldspars suggest an oriented growth that is not compatible with post-crystallization, solid state re-orientation. However, in both feldspars the recrystallization and recovery features are most advanced when compared to Quatro Ilhas Granitoids.

Cumulative features are locally preserved, such as clusters of larger crystals of feldspar and quartz sometimes surrounded by minor amounts of brown biotite. In such aggregates, grain contacts are interfingered or have narrow rims of recrystallized biotite.

Quartz forms lenticular aggregates of crenulated contacts. Chessboard pattern subgrains are commonly identified where larger relict crystals are present.

Brown biotite composes 5–10% of the rock and appears as disseminated lamellae aligned in the main foliation, commonly with wavy extinction. It is often altered to chlorite and a very fine-grained bluish-green biotite that marks a secondary foliation at high angle with the magmatic one.

The Mariscal Granite corresponds to muscovite–biotite syeno- to monzogranites, with rare granodioritic varieties. Zircon, apatite and ilmenite are the most frequent accessory minerals, while garnet and tourmaline occur sporadically. The magmatic foliation is marked by the alignment of large mica flakes and feldspar crystals, while the mylonitic foliation is marked by discrete shear planes, containing very fine-grained lamellae of white micas, also accompanied by fine-grained, elongate and anhedral ilmenite and titanite.

The texture is heterogranular, without an evident bimodality of grain sizes, but showing nearly continuous variation in feldspar grain size from 0.2 to 2 mm, (Fig. 4d). Sparse, up to 1–2 cm long euhedral to subhedral plagioclase phenocrysts characterize a porphyritic texture, noticeable at the mesoscopic scale. More rarely, clusters of feldspar megacrysts are observed. Apophyses and small intrusions sometimes have a fine heterogranular to microporphyritic texture, characterized by ~0.5 cm K-feldspar microphenocrysts set in a very fine-grained matrix. The effects of post-crystallization lower temperature deformation may generate a more pronounced bimodality of the texture.

K-feldspar is commonly anhedral to subhedral, elongate or rounded. Biotite, plagioclase and zircon are common inclusions in larger crystals. Small elongate quartz globules or droplets are sometimes observed in late crystals, especially in the most differentiated samples. Less than 10% vol., string or vein albite lamellae are common. The development of microperthite is more intense in smaller K-feldspar crystals, often only at the grain edges. Myrmekite aggregates are generally well-developed, and the marginal types as described by Phillips (1974) are predominant, in their planar and bulbous varieties. Subgrain rotation in progressively recrystallized grains is uncommon, and seems to be restricted to a few larger crystals. Transgranular fractures are often invaded by fine-grained material in continuity with the matrix. These healed fractures are interpreted as microstructures formed before the magma was fully crystallized.

Plagioclase (An_{18-20}) is mostly anhedral. No zoning pattern is present and polysynthetic twinning is absent or poorly developed. The composition of matrix grains varies from An_{18-20} in the less differentiated samples to An_{2-11} in the most differentiated. Inclusions are rare and comprise biotite, zircon and, more rarely, globular quartz.

The features related to the highest temperature deformation of this unit, as subgrain formation and feldspar recrystallization by subgrain rotation are similar to those observed in Quatro Ilhas Granitoids.

Quartz is predominantly equidimensional and granoblastic or interstitial. Its microstructural features are similar to those observed in Quatro Ilhas Granitoids, but larger crystals with chessboard pattern subgrains are rare.

Muscovite and biotite occur in variable proportions. Both are generally well-developed, with grain sizes comparable to the feldspars. The

presence of biotite inclusions in muscovite, as well as the inverse relationship, although rare, suggests their contemporaneity. Both have zircon and apatite inclusions.

5. Analytical procedures

The set of whole rock geochemical data was in part taken from Bitencourt (1996) and in part obtained at the laboratories of the Universidade de São Paulo, Brazil. Major and some trace element results from Bitencourt (1996) were obtained by XRF at the Laboratório de Fluorescência de Raios-X of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, whereas trace element and REE were determined at Actlabs, Canada, by ICP-OES and ICPMS, respectively, after metaborate/tetraborate fusion. Precision for major elements is better than 2%, and for trace elements is better than 10%. For major and trace element analyses obtained at Laboratório de Química e ICP at the Universidade de São Paulo, representative samples were first crushed in a hydraulic press to granule size and were then quartered; an ~100 g fraction was then powdered to <200 mesh in a planetary type agate mill. Major elements were obtained in fused disks and trace elements in pressed pellets by XRF following the methods described by Mori et al. (1999). Additional trace elements present in low (<100 ppm) concentration, including the REE, were obtained by ICPMS after dissolution of 40 mg of sample by acid attack ($HF + HNO_3$) in Parr bombs for 5 days at 200 °C (see Navarro et al., 2008 for further details).

Rb–Sr and Sm–Nd isotope analyses were obtained at Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepgeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. The same powders used for whole-rock elemental analyses were taken into solution by acid attack, and the elements of interest were separated in ion-exchange columns following the procedures described in Sato et al. (1995). No spikes were added; the $^{87}Rb/^{86}Sr$ and $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios were calculated from whole-rock analyses obtained by XRF (Rb and Sr) and ICPMS (Sm and Nd). The isotope analyses were done by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) in a VG354 spectrometer equipped with a single Faraday detector.

Pb isotope ratio analyses of K-feldspar crystals were obtained by using a Nu Plasma multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) interfaced with a New Wave UP213 laser ablation system at the Radiogenic Isotopic Facility (RIF), University of Alberta, Canada. Data were obtained on 200 to 250 μm -thick polished sections in raster mode; each analysis corresponds to a $160 \times 800 \mu m$ raster area. Crystal cores and rims were analyzed, ensuring that altered or cracked areas and mineral inclusions were avoided. Replicate analyses of the standard NIST 612 were used to estimate the precision and accuracy of the laser ablation using the same protocol as the samples. A Ti solution was simultaneously aspirated during ablation to correct for mass bias of Pb isotope ratios. The total Pb signal intensities for the analyses varied from 0.4 to 1.2 V. The measured Pb isotope ratios show associated 1σ uncertainties that are below the total isotopic variation recorded in individual crystals.

6. Elemental geochemistry

6.1. Major, minor and main trace elements

Forty-six samples were selected to represent different compositional and textural varieties of granites and associated rocks; the results are presented in Table 2.

According to the criteria suggested by Frost et al. (2001), nearly all the granitic rocks are ferroan granites, with a few samples of the Mariscal Granite and fine-grained granites falling in the magnesian field (Fig. 5). It is remarkable that the Quatro Ilhas Granitoids varieties plot in the A-type granite field, which is also observed in the $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ vs Al_2O_3 diagram (Fig. 6) used by Dall'Agnol and Oliveira (2007) to discriminate A-type from calc-alkaline granites (Fig. 6).

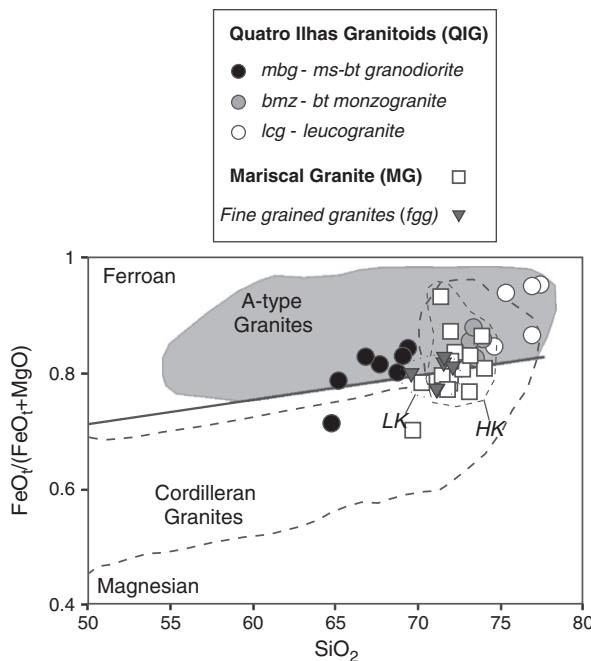


Fig. 5. Whole rock $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs SiO_2 diagram showing data from the studied granites relative to the composition of representative A-type and Cordilleran granites (fields from Frost et al., 2001). All data in wt.%

The tholeiitic affinity of the only two non-cumulative mafic rocks coeval with the *biotite monzogranite* variety can be discriminated using the AFM (Irvine and Baragar, 1971) and SiO_2 vs FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974) diagrams.

All granite groups are slightly peraluminous, with A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) values dominantly in the 1.0–1.2 range; a few samples from Quatro Ilhas Granitoids plot in the metaluminous field (Fig. 7). Remarkably, their A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) values are systematically higher than those of the other granites.

According to the criteria suggested by Barbarin (1999), the Quatro Ilhas Granitoids are similar to the KCG (K-feldspar porphyritic calc-alkaline granitoids) and the Mariscal Granite and *fine-grained* granites are comparable to the MPG (muscovite-bearing peraluminous granitoids).

The Quatro Ilhas Granitoids span over a wide and continuous range of silica (64–76 wt.%), but do not define a single trend in many key

diagrams. In particular, it is evident that the *biotite monzogranite* variety is distinguished by higher CaO content and, to a lesser degree, MgO and TiO_2 contents relative to the trend defined by the other two varieties. The mafic rocks associated with these granites have very low silica contents (43–51 wt.%), particularly those which seem to contain a cumulative component, but two gabbro samples are basaltic in composition.

The Mariscal Granite is typically felsic, with a narrow silica range (70–77 wt.%); two distinct groups can be recognized: *LK* (low- K) with lower silica (≤ 72 wt.%), K_2O and FeO_t contents and higher CaO and Na_2O , when compared to *HK* (high- K), which have ≥ 72 wt.% silica and high K_2O contents ~ 5 –6 wt.% (Fig. 8).

The *fine-grained* granites have a very narrow silica range (71–72 wt.%); remarkably, they also define distinct chemical groups with behavior similar to the *HK* and *LK* Mariscal Granite groups (one with higher $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ and CaO/FeO_t as compared to the other).

The total alkali content shows some variation among the studied granites. The $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contents are ca. 8 wt.% in the Mariscal Granite, *LK* *fine-grained* granites and most Quatro Ilhas Granitoids, but are lower (5–7 wt.%) in the *biotite monzogranite* and higher (9.5–10 wt.%) in the *HK* *fine-grained* granites. The mafic rocks have relatively high alkali contents (4–5 wt.%) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (0.5–1.0).

The behavior of Ba, Sr and Rb within the Quatro Ilhas Granitoids reinforces the perception that the *biotite monzogranite* is not part of a single evolutionary trend with the *muscovite-biotite granodiorite* and *leucogranite* varieties, since they deviate from the trend defined by the other two towards higher Ba and Sr, and lower Rb (Fig. 9).

The trace elements (Fig. 9) also corroborate the discrimination of *HK* and *LK* groups within the Mariscal Granite population, and their close correlation with the two corresponding *fine-grained* granite varieties. In both cases, the *LK* group is characterized by higher Ba, Sr, Zr and Nb, and lower Rb contents, as compared to the *HK* group.

6.2. Rare earth elements

The chondrite-normalized REE patterns of the Quatro Ilhas Granitoids samples (Fig. 10a) are similar in both *muscovite-biotite granodiorite* and *biotite monzogranite*, which show moderate fractionation with $(\text{La}/\text{Yb})_N = 20$ –40 and distinctive negative Eu anomalies that are slightly more pronounced in the more mafic *muscovite-biotite granodiorite* ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.38$ –0.47) as compared to *biotite monzogranite* (0.47–0.59). The *leucogranite* shows slightly less fractionated REE patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8$ –22) with strongly negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.14$ and 0.26) typical of highly fractionated granites. The gabbroic rocks associated with Quatro Ilhas Granitoids have relatively fractionated REE patterns with $(\text{La}/\text{Yb})_N = 11$ –13 and slightly negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.72$ –0.90) (Fig. 10b).

The REE patterns of the Mariscal Granite and *fine-grained* granite are shown in Fig. 10c and d. In both, the *HK* group is characterized by patterns with variable REE contents (average $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 15$, with extreme anomalous values of 7 and 97 in the Mariscal Granite) and well-defined negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.34$ –0.51). The *LK* groups have less varied patterns with $\text{La}/\text{Yb}_N = 18$ –28 and much less evident negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N \sim 0.78$ –0.87).

6.3. Spidergrams

Spidergrams normalized to Primitive Mantle values are all presented in Fig. 11. As usual, the granitic rocks show patterns with increasingly higher contents of more incompatible elements (reaching up to $1000 \times$ PM for Rb and Cs) and negative anomalies for elements present in early-fractionated phases (Ti, P, Zr, Sr and in some cases Ba). A strong negative Nb anomaly is present in all samples.

Among the Quatro Ilhas Granitoids, the *leucogranite* is the least enriched and shows the deepest negative anomalies; exceptions are the concentrations of highly incompatible elements that are abundant

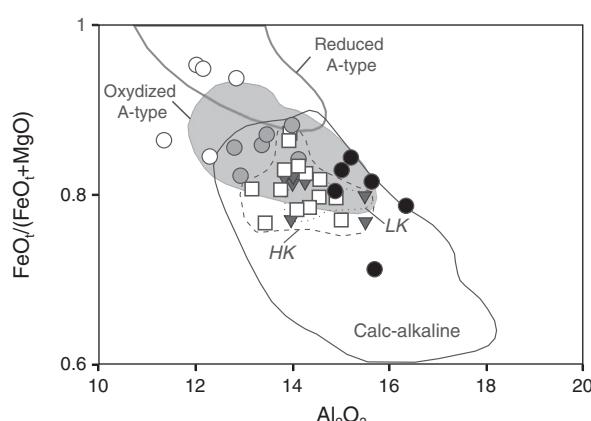


Fig. 6. Whole rock $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 diagram showing data from the studied granites compared to the composition of reduced and oxidized A-type granites and calc-alkaline granites (fields from Dall'Agnol and Oliveira, 2007). All data in wt.%. Symbols as in Fig. 5.

in the upper crust (Cs, Rb and U), which are similar to or even higher if compared to the other varieties. The associated gabbroic rocks are all enriched in incompatible elements and share the same typical characteristics of the granites, including a positive correlation between elements Cs, Rb and U, which can be connected with contamination by upper crust materials.

Spidergrams for the Mariscal Granite and *fine-grained granites* highlight the correlations between the *HK* and *LK* groups from both Mariscal Granite and *fine-grained granites*. All the *LK* granites are distinguished from the *HK* by their higher Ba/Rb, Ti, Sr and Zr, the last two elements defining slightly positive anomalies.

7. Isotope geochemistry

7.1. Sr–Nd whole-rock isotope data

The whole-rock Rb–Sr and Sm–Nd isotopic data are presented in Table 3. Fig. 12 presents the ϵNd_t and $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ values calculated at the ages estimated for the crystallization of the granitic (Florisbal et al., 2011, 2012) and the xenolith samples (Chemale et al., 2003).

The calculated $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ ratios show important variation among the Quatro Ilhas Granitoids, from the less radiogenic *biotite monzogranite* (0.713) and *muscovite–biotite granodiorite* (0.714) and strongly radiogenic *leucogranite* (0.725). The associated mafic rocks have $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i = 0.709$ –0.710, slightly lower than *biotite monzogranite* and *muscovite–biotite granodiorite*. The $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ of Mariscal Granite and *fine-grained granites* fill the gap between the *biotite monzogranite* and the more radiogenic Quatro Ilhas Granitoids groups (three samples at 0.715–0.716; one *LK fine-grained granite* at 0.723).

The ϵNd_t values are nearly constant for the Quatro Ilhas Granitoids (−7 to −8), but distinctly more negative (−9.5) in the *leucogranite* and less negative (−6) in the associated gabbros. A contrast is observed within the Mariscal Granite and *fine-grained granites*, where the *HK* groups have clearly less negative ϵNd_t as compared to the *LK* (respectively, −6.5 and −9 to −10). The two xenolith samples tend to show the least negative ϵNd_t (−5 to −6) of the whole set.

The Sr–Nd isotope co-variation shown in Fig. 12 does not show any obvious trend within the granite groups, although clearly the Quatro Ilhas Granitoids mafic rocks represent the most “primitive” rocks of the whole suite, while the Quatro Ilhas *leucogranite* and *LK* (Mariscal Granite + *fine-grained granites*) would be the most “evolved”.

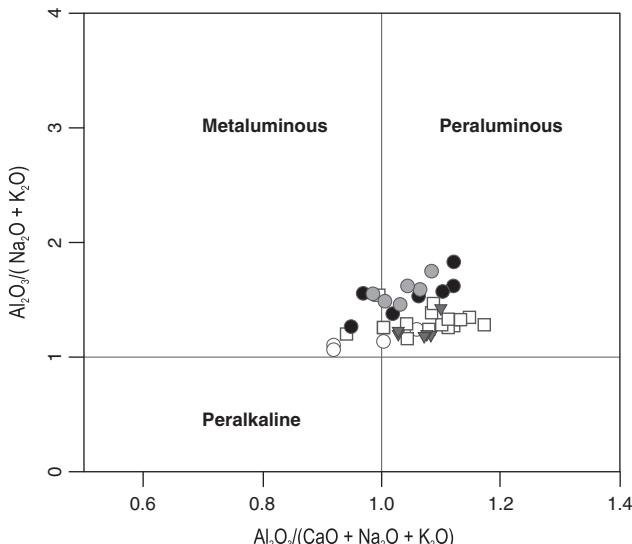


Fig. 7. A/NK vs A/CNK diagram showing the slightly peraluminous character of the studied granitic rocks. All data in wt.%. Symbols as in Fig. 5. Modified from Maniar and Piccoli (1989).

Sm–Nd T_{DM} ages, calculated according to DePaolo (1981), cluster at 1.5–1.6 Ga for most granitic rocks showing “normal” $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios ~0.10 (Quatro Ilhas Granitoids and *LK* Mariscal Granite and *fine-grained granites*) (Fig. 13). The mafic rocks associated with Quatro Ilhas Granitoids have slightly higher Sm–Nd T_{DM} (~1.8 Ga). The samples with more negative ϵNd_t (*leucogranite*; *HK* Mariscal Granite and *fine-grained granites*) show higher Sm–Nd T_{DM} (2.2–2.4 Ga), but they have less fractionated REE patterns (and resultant higher than “typical” $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of 0.14–0.15), and these values are unlikely to yield reliable approaches to crustal residence of their protoliths (e.g., Ayres and Harris, 1997).

7.2. Pb/Pb isotope data in K-feldspar

The averaged results for Pb/Pb isotope data obtained directly on K-feldspar from rock slabs by LA-MC-ICP-MS are presented in Table 3. Full data are presented on supplementary data (Table A1) and in Fig. 14.

Data for the analyzed samples cluster in very restricted range of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.1–18.3), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.6–15.7) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

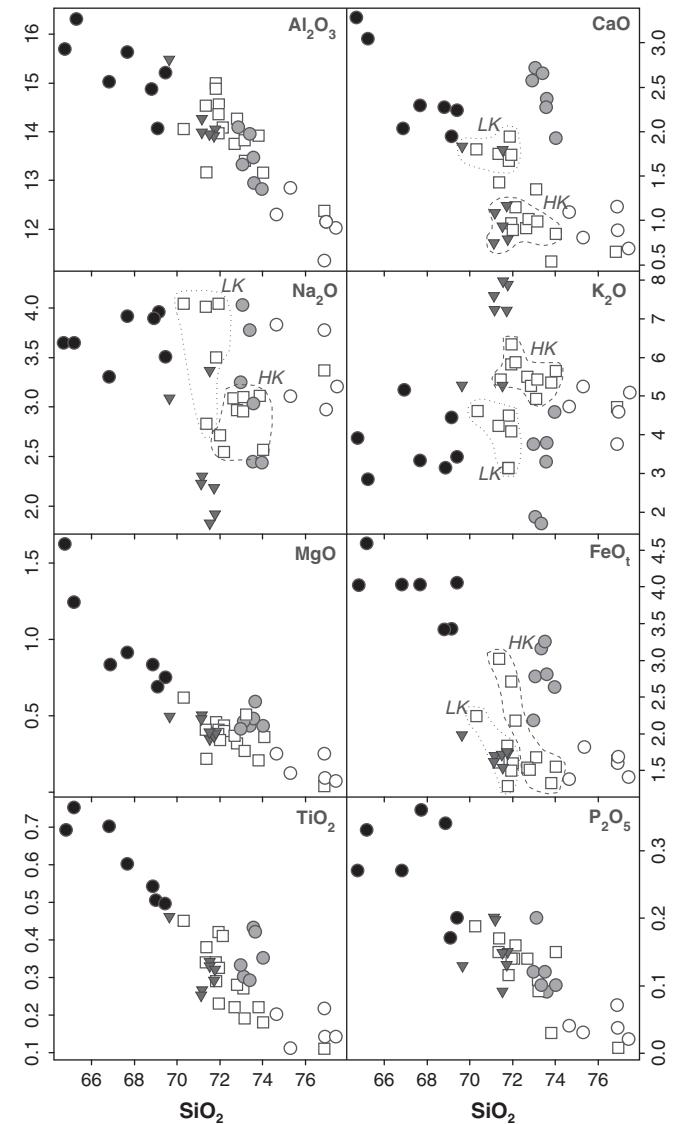


Fig. 8. Major element variation diagrams using SiO_2 as differentiation index for the studied granitic rocks. The outlines are only intended to drive the reader's attention to some clusterings of data from specific units, and have no statistical meaning. A few outliers are omitted. All data in wt.%

(37.7–38.2) (Fig. 14). The *HK* Mariscal Granite samples show a slight displacement from the main trend in Fig. 14b, reflecting a lower $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio, indicative of sources with slightly lower time-integrated Th/U. The gneiss xenolith, although with high associated uncertainties, shows a tendency to be more radiogenic than the rest of the samples (Fig. 14). Intra-sample variations are minimal, and no core–rim differences were identified (Supplementary data – Table A1).

8. Sources and settings of the granitic magmatism

8.1. The Quatro Ilhas Granitoids varieties: are they co-genetic?

Florisbal et al. (2011, 2012) presented zircon U–Pb ages for the muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite. However, no clear structural and temporal relationships between these two varieties and the leucogranite could be established. Gradational contacts between biotite monzogranite and leucogranite suggest the latter as a younger pulse. Geochemical and Sr–Nd isotope data demonstrate that although the large SiO_2 span can mimic an evolutionary trend, a simple fractionation process cannot account for the geochemical variations observed among the Quatro Ilhas Granitoids varieties.

The decoupling of muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite is clearly suggested by the major element data. Biotite monzogranite rocks have higher CaO, MgO, TiO_2 , FeO_t , Ba, Sr, Zr and low Rb contents, and do not align in a fractionation trend from muscovite–biotite granodiorite to more evolved granite compositions shown by the leucogranite. Although the REE patterns are similar for muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite, some contrasts are also apparent, such as the higher contents of middle and heavy REE in the muscovite–biotite granodiorite, which also show slightly more prominent negative Eu anomalies in spite of being less evolved (Fig. 10a). Negative Nb anomalies are more pronounced and Th/U ratios are higher in the biotite monzogranite (Fig. 11a). All these features point

to diverse sources or evolutionary processes for muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite. On the other hand, the interpretation of a genetic link between the leucogranite and the other two varieties is unclear using only geochemical data.

Similar Nd isotopic signatures are consistent with similar sources for the muscovite–biotite granodiorite and biotite monzogranite, but a distinct source is required for the leucogranite. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ data show slightly different values for the biotite monzogranite and muscovite–biotite granodiorite that are strongly distinct from the leucogranite, and that can be related to open-system evolutionary processes as magma mixing or contamination. The different Sr–Nd signature of the leucogranite, with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ and more negative εNd_t , would be consistent with a greater participation of an older, higher Rb/Sr crustal component.

8.2. Quatro Ilhas Granitoids sources – felsic and mafic material interplay

The oldest Quatro Ilhas Granitoids variety (muscovite–biotite granodiorite) is a relatively mafic-rich granitoid (Cl~12), and has the lowest silica contents (65–69 wt.%), and higher total Fe + Mg + Ti compared to the compositions typical of pure crustally-derived melts (Patiño-Douce, 1999). It has a moderately peraluminous character ($A/\text{CNK} \leq 1.1$) which together with high Ca, Fe, Mg, Ti and P contents clearly sets it apart from mafic S-type granites as those described by White and Chappell (1988), Chappell and White (1992) and Clemens (2003) or the post-collisional strongly peraluminous granites described by Sylvester (1998). They cannot be correlated with Barbarin's (1999) muscovite-bearing peraluminous granites (MPG); instead, the geochemical and Sr–Nd isotopic data suggest affinities with K-rich calc-alkaline granitoids (KCG). However, the muscovite–biotite granodiorite would represent an anomalous KCG type, in view of the presence of primary muscovite in such mafic-rich rocks and some geochemical features, such as high CaO and FeO_t contents.

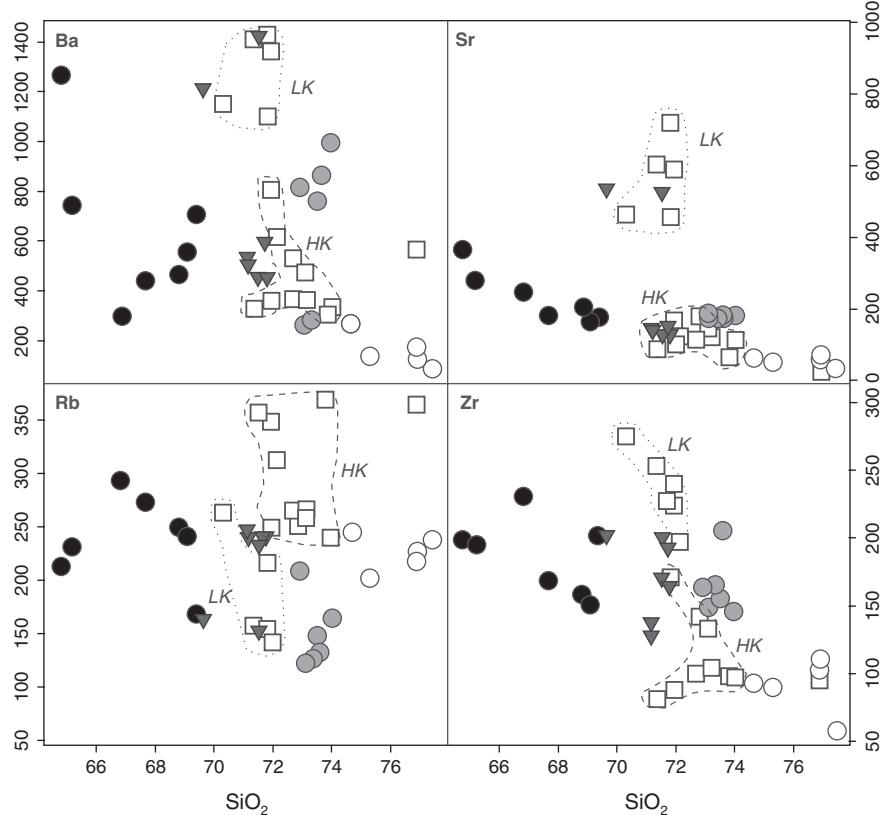


Fig. 9. Some trace element variation diagrams using SiO_2 as differentiation index for the studied granitic rocks. SiO_2 values in wt.% and trace elements in ppm. Symbols as in Fig. 5.

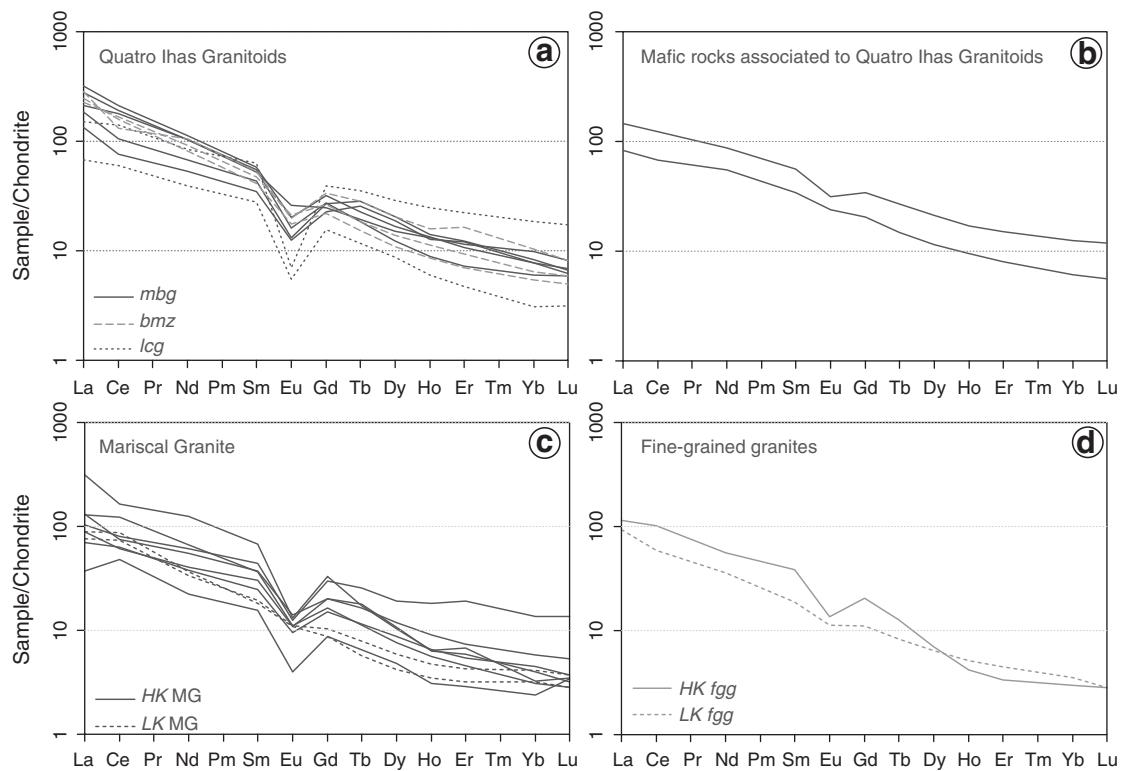


Fig. 10. Chondrite normalized REE patterns (Boynton, 1984) for the studied rocks. (a) Quatro Ilhas Granitoids, (b) mafic rocks associated to Quatro Ilhas Granitoids, (c) Mariscal Granite and (d) fine-grained granites.

The primitive composition of *muscovite–biotite granodiorite* is suggestive of some contribution from a mafic to intermediate initial magma, possibly with a significant mantle-derived component. This is

also reinforced by the occurrence of mafic material of tholeiitic affinity with similar Sr–Nd isotopic signature (Fig. 12), although evidence for coeval mafic magmas were only observed in the *biotite monzogranite*.

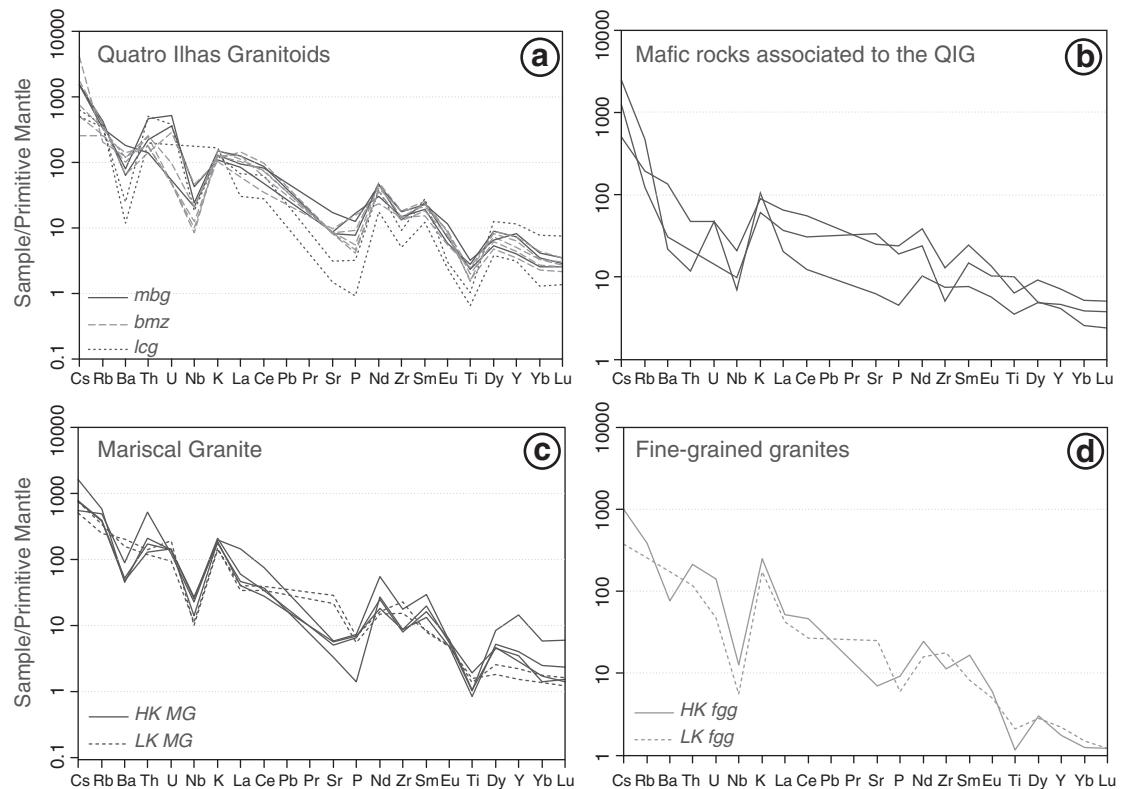


Fig. 11. Spidergrams normalized by Primitive Mantle (Sun and McDonough, 1989). (a) Quatro Ilhas Granitoids, (b) mafic rocks associated to Quatro Ilhas Granitoids, (c) Mariscal Granite and (d) fine-grained granites.

Table 3 Sr–Nd and representative Pb/Pb isotopic data for the Quattro Ilhas Granitoids and associated mafic rocks, Mariscal Granite and fine-grained granites.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{i}}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd (t)	T DM (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
								(t = 0)				(t)					
PMP-26C Ql–mbg	212	364	1.69	0.72842	0.00003	0.71352	10.15	61.68	0.100	0.511906	0.000006	-7.38	1.54	0.51150	18.184	15.660	37.927
PB-285 Ql–bmz	154	175	2.55	0.73504	0.00005	0.71252	8.00	49.00	0.099	0.511858	0.000010	-8.12	1.59	0.51146			
PMP-27B Ql–bmz	131	171	2.22	0.73212	0.00003	0.71252	9.16	54.90	0.101	0.511883	0.000012	-7.94	1.59	0.51147	18.130	15.665	37.948
PB-99 Ql–lcg	216	66	9.47	0.80840	0.00008	0.72467	12.40	51.00	0.148	0.511978	0.000015	-9.58	2.39	0.51139	18.224	15.660	37.891
PMP-02A Ql–mf	121	545	0.64	0.71425	0.00004	0.70857	11.00	51.90	0.129	0.512105	0.000013	-5.62	1.70	0.51159			
PMP-27C Ql–mf	78	719	0.31	0.71021	0.00002	0.71021	6.61	32.80	0.123	0.512049	0.000010	-6.37	1.67	0.51155			
PMP-02B Ql–HK fgg	246	147	4.86	0.76491	0.00007	0.72264	7.48	33.30	0.137	0.511914	0.000011	-9.95	2.19	0.51137	18.355	15.696	38.733
PMP-04A Ql–LK fgg	162	535	0.88	0.71663	0.00006	0.71663	3.67	21.50	0.104	0.511955	0.000015	-6.59	1.53	0.51154	18.175	15.679	38.016
PMP-26B Qz–Fsp Gn	208	130	4.63	0.77401	0.00005	0.73109	6.82	40.50	0.102	0.511659	0.000012	-5.60	1.89	0.51159	18.499	15.672	38.300
PMP-24D Ton Gn	85	612	0.40	0.71034	0.00004	0.71034	5.60	29.50	0.115	0.512104	0.000010	-4.73	1.48	0.51164	18.161	15.702	38.015
PMP-25D MG–HK	241	119	5.86	0.76612	0.00003	0.71515	5.87	24.20	0.147	0.512030	0.000006	-8.73	2.27	0.51143	18.203	15.662	37.812
PB-413 MG–LK	157	604	0.75	0.71606	0.00007	0.71606	3.56	21.80	0.099	0.511943	0.000012	-6.48	1.49	0.51155	18.176	15.583	37.779

QlG: mbg—muscovite biotite granodiorite, bmz—biotite monzogranite, lcg—leucogranite. MafQlG—mafic rocks associated to QlG, fgg—fine-grained granites. MG—Mariscal Granite. Pb/Pb results are average of determinations in different portions of K feldspar crystals from the same rock from which the Sr and Nd data were obtained. Complete Pb/Pb data are presented in Supplementary Table A1. Complete Pb/Pb data are presented in Supplementary Table A1. Sm–Nd T_{DM} calculated according to DePaolo (1981).

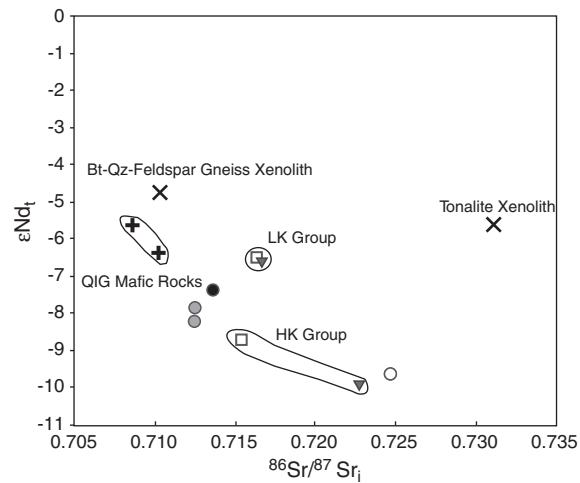


Fig. 12. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ vs $\epsilon\text{Nd}_{\text{t}}$ diagram for the studied granitic rocks and xenoliths. Symbols as in Fig. 5.

However, the high Rb, Zr contents and $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{i}}$ ratios show that mantle sources could not represent the only sources, pointing instead to contamination by crustal melts.

Several mechanisms were proposed in the literature whereby a mantle-derived mafic magma can be contaminated by crustal material during its ascent through the continental crust, and many of these models suggest contamination by metasedimentary material (Castro et al., 1999; Patiño-Douce, 1999). In particular, models for the origin of mafic peraluminous granites from the Iberian Massif usually bear on the assimilation of melts derived from a variety of crustal sources by juvenile mantle-derived magmas. Bea et al. (1999) suggested that a close space-time association of mafic calc-alkaline, strongly peraluminous rocks and alkaline granites in the Iberian Massif results from interaction between crustal and mantle-derived magmas.

Ulmer and Munterer (2011) used experimental data to argue for the derivation of granitic magmas by deep crustal crystallization–differentiation of basaltic parental magmas as a potential end-member process. For these authors, the composition of magmas separating from mantle residues is modified through interaction with and assimilation of lithospheric mantle and lower crust coupled with polybaric fractional crystallization that drives them toward andesitic to rhyolitic liquids. The experiments done at pressures exceeding 0.6 GPa (20 km), between 40 and 70% of clinopyroxene and amphibole saturation drives the derivative liquids closer to the metaluminous/peraluminous limit or even within the peraluminous field with increasing pressure. The authors also performed experiments in anhydrous tholeiitic basalts at 0.7 to 1.0 GPa, whereas equilibrium crystallization at all conditions and

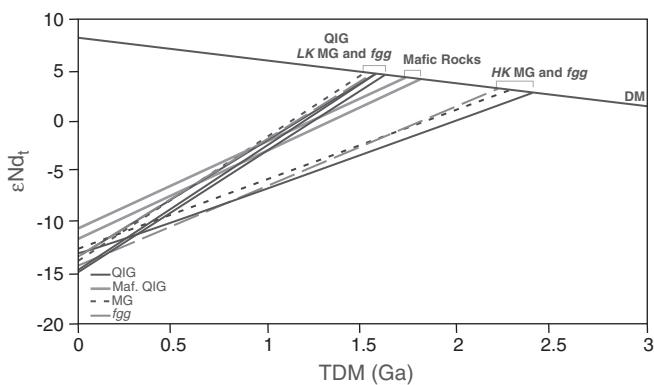


Fig. 13. $\epsilon\text{Nd}_{\text{t}}$ vs Sm–Nd T_{DM} ages for the studied rocks. DM: depleted mantle curve from DePaolo (1981).

fractional crystallization at 1 GPa produced rhyodacitic derivative liquids closely approaching the compositions of granodioritic to granitic rocks.

Clarke (1992) argues that granitoids of mixed or mantle origin can acquire peraluminous compositions after extreme amphibole fractionation, volatile interaction, or pelitic rock assimilation. According to Barbarin (1999), the KCG are typical granites of mixed origin and their compositional diversity is due to the variable amounts of the distinct components that compose this mixture. Many studies, as those presented by Bonin et al. (1998) and Kay and Mahlburg-Kay (1991), consider the composition of the continental crust as a result of mantle and crust interaction. The crustally-derived magmas are generated together with mantle-derived ones and can be mixed in different proportions giving rise to a diversity of hybrid magmas. Based on experimental data, Patiño-Douce (1999) concludes that 'basaltic components are clearly present in S-type granites, Cordilleran granites, basalt plateau rhyolites, and, very possibly, A-type granites as well'. This is also commonly argued for the generation of hybrid-rock associations in post-collisional settings by several authors, as Liégeois (1998), Liégeois et al. (1998), Bitencourt and Nardi (2000), Roberts et al. (2000), Chen et al. (2002), Garavaglia et al., 2002 and Florisbal et al. (2009a).

As pointed out before, neither the analyzed orthogneiss xenoliths nor metapelitic rocks in general (e.g. those modeled by Patiño-Douce, 1999) are compatible with the contaminants expected for the muscovite–biotite granodiorite. Moreover, most of the peculiar composition of this unit, such as high LREE, La/Yb, CaO, FeO_t seems to be related to a mafic tholeiitic contribution. On the other hand, the biotite monzogranite is more like typical KCG-type granite, and shows several evidences of being coeval with a tholeiitic mafic magma, that is often present as MME and mafic schlieren.

Despite some evident compositional and isotopic similarities between the biotite monzogranite and muscovite–biotite granodiorite, we interpret that they have probably formed from similar sources but evolved through different processes. This is suggested by the biotite monzogranite deviations from the evolutionary trend towards higher Ca, Fe, Mg, Ti and Ba, and lower Rb contents relative to the muscovite–biotite granodiorite; the more pronounced negative Eu and Nb anomalies shown by biotite monzogranite are additional evidences. The isotope systems also reveal several similarities between the two units (e.g. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i, εNd_t and Sm–Nd T_{DM} ages; Figs. 12 and 13), but some important differences, such as ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb ratios, are shown by biotite monzogranite (Figs. 12 and 14), and are similar to the signatures of the associated mafic rocks.

These features are suggestive that the biotite monzogranite is a hybrid product of a liquid more differentiated than muscovite–biotite granodiorite with some mafic material, which would be consistent with similar εNd_t values and slightly distinctive ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr_i and ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb signatures, and also with the geochemical features discussed previously.

Field relations and geochemical data suggest a potential link of leucogranite with the other Quatro Ilhas Granitoids varieties. However, isotope data cast doubt on these relationships, due to its distinct εNd_t, ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr_i and ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb signatures. The leucogranite could have formed by a magma batch derived from a distinct crustal source, and its apparently gradational contact with the biotite monzogranite may represent in fact a hot contact between two magma pulses. According to Bergantz (2000), the preservation of sharp, nearly vertical internal contacts requires not just a large rheological contrast, but a high absolute viscosity for the resident magma. This requires that the resident magma would be virtually solid or have a sufficiently low melt fraction, in such a way that grain–grain configuration is achieved and provides a supporting framework. If the batch of leucogranite magma entered the Quatro Ilhas Granitoids magmatic system while the biotite monzogranite was not entirely crystallized, the observed gradational contacts should represent a small time interval between the two intrusions. An alternative interpretation is that the leucogranite represents the most evolved liquids from one

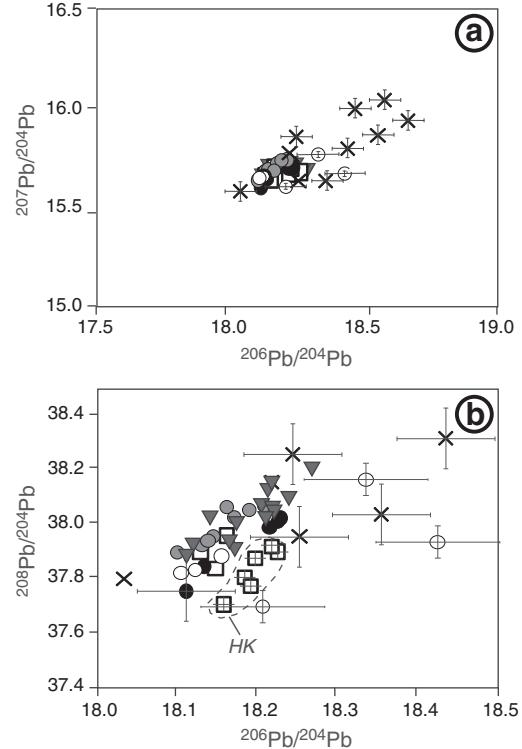


Fig. 14. K-feldspar Pb/Pb isotopic ratios of the studied granitic rocks and xenoliths. Error bars (1σ) are plotted only for the samples with high associated errors. (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Symbols as in Fig. 12.

of the other two Quatro Ilhas Granitoids varieties, but the isotopic data suggest a diverse source. Further geochronological data is needed to elucidate the question.

8.3. The Mariscal Granite sources and its relation with the tabular bodies of fine-grained, gray granites

The remarkable similarities of elemental and isotopic geochemical signatures between the HK and LK groups identified in the Mariscal Granite as well as in the Quatro Ilhas Granitoids fine-grained granites strongly suggest that they are compositionally equivalent. The fact that they were both emplaced under the same structural conditions, that is, at the inversion from thrust to transcurrent tectonics, and therefore following alternatively flat-lying and vertical structures, binds them to the same geological moment. The HK and LK groups would then be derived from different sources, but at the same time, and together would be responsible for the construction of the Mariscal Granite intrusion with its internal compositional variations.

According to the criteria suggested by Patiño-Douce (1999) the sources of both HK and LK groups of the Mariscal Granite and fine-grained granites would not be metapelitic, but would be compositionally close to greywackes. Since orthogneisses and greywackes have roughly similar compositions, we believe that orthogneisses, which are widespread in this region, as in the Porto Belo Complex can represent the main protoliths of both Mariscal Granite and fine-grained granites.

The main geochemical characteristics of the LK group (low Rb/Sr, high Sr, CaO, Na₂O, and lower FeO_t, Rb) are consistent with a source where residual biotite would be dominant over plagioclase, and this could indicate water-saturated or H₂O-fluxed melting of quartz + plagioclase assemblage (plagioclase-limited melting; (Harris et al., 1995; McDermott et al., 1996)). In contrast, the geochemistry of the HK group is consistent with little or no residual biotite, suggestive that biotite breakdown could be the dominant process. The presence of

residual feldspar could explain the lower Sr contents and $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}$ values. Decoupling between Rb (higher) and Ba (lower) relative to LK could indicate that K-feldspar (with high K_d for Ba, but not for Rb) was a residual phase at the source.

Compared to the melts expected to be derived from the orthogneiss xenoliths, the HK group has higher $K_2\text{O}$ and Rb and lower CaO , Sr and Ba concentrations, as well as higher Rb/Sr ratios, whilst the LK have exactly the opposite characteristics. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the HK and LK groups have a narrow range from 0.7152 to 0.7226 and 0.7161–0.7166, respectively, both similar to those of the xenoliths (0.7103–0.7311). However, the granites have a much wider range of initial ϵNd_t values, from –6.5 to –9.9, as compared to –4.7 to –5.6 for the xenoliths.

According to Zeng et al. (2005), the various degrees of parent/daughter fractionations in the Rb–Sr and Sm–Nd isotopic systems as a consequence of non-modal crustal anatexis would produce melts with distinct isotopic signatures, which could profoundly influence the products of subsequent mixing events. This is not only important for geochemical patterns of intracrustal differentiation, but also a potentially important process in generating crustal-scale as well as individual pluton-scale isotopic heterogeneities, as the ones observed in the Mariscal Granite and *fine-grained granites*.

The zircon U–Pb ages presented by Florisbal et al. (2011, 2012) and Chemale et al. (2003, 2012) for the Mariscal Granite and *fine-grained granites* (609 ± 8.3 Ma and 615 ± 7 Ma, respectively) suggest a temporal link at least for the HK group. The structural data show that the *fine-grained granites*' tabular bodies are controlled by both the flat-lying and vertical structures, and the same holds for the Mariscal Granite, suggesting also a spatial link between them. Such features are compatible with the *fine-grained granites* representing feeder dykes for the construction of the Mariscal Granite pluton.

8.4. The Quatro Ilhas Granitoids and Mariscal Granite: a long-lived magma chamber?

The spatial relations of the three Quatro Ilhas Granitoids varieties indicate the *muscovite–biotite granodiorite* as the earliest emplaced magma batch, where magmatic foliation still follows mainly flat-lying, host rock structures. The Mariscal Granite, *fine-grained granites* and all the other Quatro Ilhas Granitoids varieties, including coeval mafic rocks, have magmatic structures that follow either flat-lying or subvertical orientations.

The commonly diffuse contacts observed between these units attest to low temperature contrast and suggest a continued history of magma emplacement. The zircon U–Pb LA-MC-ICP-MS (Florisbal et al., 2011, 2012) corroborate the field observations and show a protracted history of magma emplacement. The ages of the Quatro Ilhas Granitoids varieties appear to span ca. 10 Ma (625 ± 7 Ma for the *muscovite–biotite granodiorite* and 614 ± 4 Ma for the *biotite monzogranite*). The Mariscal Granite age (609 ± 6 Ma) does not overlap with *muscovite–biotite granodiorite*, but this granite may be contemporaneous both with the *biotite monzogranite* and with the *fine-grained granites* (615 ± 7 Ma; Chemale et al., 2003, 2012). Taken all together, these features testify to a long period of magma emplacement between ca. 630 and 610 Ma that represents the syntectonic early-phase magmatism related to the Major Gercino Shear Zone.

The superposition in the U–Pb ages of the Quatro Ilhas Granitoids *biotite monzogranite* and *fine-grained granites* with the Mariscal Granite finds support also in field and structural evidences, as the presence of interactive contacts between the *biotite monzogranite* and *fine-grained granites*, indicating that the former was not yet fully crystallized when the latter intruded. The correlation of the *fine-grained granites* LK and HK groups with the correspondent Mariscal Granite varieties, as discussed previously, brings the emplacement of the Quatro Ilhas and Mariscal Granites into a continuous perspective,

altogether pointing to a recurrent input of magma batches along the same discontinuities.

The interpretation that the *fine-grained granites* are the feeder dykes for the Mariscal Granite pluton construction could be envisaged in a model similar to that proposed by Menand (2011). The rheological contrast between ductile rock layers represented by the *biotite monzogranite* and adjacent elastic, brittle strata, would help stop the ascent of the *fine-grained granites*' feeder dykes and promote sill formation as a pond mechanism. In this pond site, the magma batches coming from the *fine-grained granites*' dykes could intrude repeatedly and amalgamate giving rise to the Mariscal Granite pluton. Ductile behavior is also expected from partially solidified, or heated, successive magma pulses, as the *biotite monzogranite* mush, as they are stored in the same region. In this case, the emplacement of sills could be controlled by the presence of horizons separating crystal-poor from crystal-rich material with sills forming within the weakest ductile zones (Miller et al., 2011; Wiebe and Collins, 1998). As the feeder dykes have varied compositions, the Mariscal Granite pluton, which was constructed by the amalgamation of these magma batches, could preserve the same distinct groups as its feeders if homogenization was somehow limited.

Menand et al. (2011) also point out that crustal heterogeneities can directly induce sill formation through rheological anisotropy, but they can also interact with tectonic stresses and lead to conditions favorable to sill formation. The transition from flat-lying to transcurrent tectonics could help this mechanism, as discussed by D'Lemos et al. (1992). This has important implications for the thermal evolution and differentiation of magmas. Indeed, the incremental injection of magma in a given site within the crust leads to a thermal evolution of the magmatic system that is fundamentally different from that associated with the emplacement of a single larger volume of magma.

8.5. A summary of magma input sequence

Most of the exposures of the studied granites appear locally homogeneous, but close examination of field relations combined with geochemical and isotopic investigation reveal that they may show some subtle but important variations of texture, composition and structural imprint. The U–Pb ages obtained by Florisbal et al. (2011, 2012) do not allow the definition of a precise sequence of events, given the associated errors and age overlap. Taking into account these uncertainties, an evolution model for the Quatro Ilhas and Mariscal Granites is proposed below:

- (1) ~625 Ma: mantle-derived mafic magmas of tholeiitic affinity received addition of crustal melts giving rise to the *muscovite–biotite granodiorite* hybrid magma by contamination and/or assimilation. The *muscovite–biotite granodiorite* pulse is a sheet-like intrusion whose emplacement was controlled mainly by flat-lying structures.
- (2) ~615–610 Ma: part of the more differentiated *muscovite–biotite granodiorite* magma received injections of mafic magma. The set evolved by magma mixing and mingling, resulting in a hybrid granitic magma that comprises most of Quatro Ilhas Granitoids, the *biotite monzogranite* variety. Minor amounts of mafic magma were injected intermittently, and appear now as small pods and/or mafic enclaves. The *biotite monzogranite* emplacement follows flat-lying or vertical structures, but transcurrent-related high strain zones are mostly subvertical, following the dominant dextral transcurrent kinematics. While *biotite monzogranite* was still not fully crystallized, the *fine-grained granites* were emplaced as a series of successively stacked sheets and fed the Mariscal Granite pluton. No coeval mafic magma intrusion seems to have occurred at this time. The *fine-grained granites* are controlled by the flat-lying and vertical structures, although it is more often

observed intruding the *biotite monzogranite* in subvertical high-strain zones.

(3) ??Ma: crustal melting generated the *leucogranite* variety, that was emplaced when the *biotite monzogranite* was still hot enough to develop irregular and gradational contacts.

This sequence of events reveals a protracted history of granitic magma intrusion with repeated replenishment, fractionation, contamination, remobilization, hybridization and segregation, defining a patch-work construction of the Quatro Ilhas and Mariscal Granite plutons. According to Menand (2011) one consequence of incremental pluton growth is that the local stress field is likely to change over time as successive pulses are assembled. These changes are likely to have some impact on the emplacement of subsequent pulses, potentially with the change of principal stresses, and thus will affect the overall geometry of the plutons as they grow. Our data point to an increase in the participation of crustal sources in the magmatism as the transition from low angle thrust to vertical transcurrent tectonics proceeded.

9. Final remarks: the role played by the post-collisional setting in activating and controlling multiple magma sources

According to the definition of Liégeois (1998), the post-collisional period follows the major collisional event concomitant with the high pressure metamorphic peak. It is a complex period that may include geological events such as large horizontal movements along mega-shear zones, docking, lithosphere delamination, subduction of small oceanic plates and rift generation, comprising the end of an orogenic cycle. As these events include continuous or episodic extensional regime, various types of magmatism occur in such settings. Hence, the post-collisional setting is suitable to develop and control the ascent and emplacement of magmas from different sources. Moreover, the transcurrent activity, typical of this setting, is a channel to connect, transport and also promote the interaction of diverse sources originating such variety of granitic magmas.

The post-collisional magmatism is dominantly high-K calc-alkaline, with subordinate peraluminous granitoids, plus shoshonitic and alkaline to peralkaline rocks (Harris et al., 1986; Liégeois, 1998). Harris et al. (1986) also emphasize the wide compositional spectrum of melts generated in this setting, comprising arc-signature magmas in the beginning of the period, to within-plate magmas, reflecting the progression of cratonization.

Liégeois (1998) points out that the sources of post-collisional magmatism are mainly generated during the preceding subduction and collision period, whether they are located within the crust or in the mantle. These sources commonly contain a significant juvenile component, either derived directly from the mantle or from newly-formed crust of igneous or sedimentary character. In this same line of interpretation, Bitencourt and Nardi (2000) suggest that the transcurrent tectonics promoted the partial melting of mantle and lower crustal sources in the Neoproterozoic post-collisional settings in southern Brazil.

Structural and geochronological data indicate that Quatro Ilhas and Mariscal are syntectonic granites emplaced at the waning stage of thrust and beginning of transcurrent tectonics in a post-collisional setting. The U-Pb data (Florisbal et al., 2011, 2012) show that this early phase of post-collisional magmatism corresponds to a long-lived emplacement period, from ca. 630 to 610 Ma. The geochronological data also indicate that magma crystallization occurred over time periods far too long for individual plutons to have existed as single magma chambers. Instead, the data are consistent with the emplacement of a series of small intrusions or batches, possibly as sheets, sills or dykes that have amalgamated to produce the intrusive bodies.

Piecemeal construction of the early-phase post-collisional magmatism in the Porto Belo region is documented by zircon geochronology, field relations, geochemistry and isotopic signatures. These data demonstrate multiple injections, repeated melt segregation and evolution in open system with

mixing and mingling processes occurring between the multiple sources. Given the dynamic character of the shear zones that control the emplacement of granite magmas, the syntectonic character of these granites contributes to the hybridization processes within these open systems.

The proposed petrogenetic model assuming that the *muscovite-biotite granodiorite* and *biotite monzogranite* represent magmas produced by mingling/mixing processes of mantle and crustally-derived magmas is elucidative of mantle-derived material addition during the Quatro Ilhas Granitoids magmatism.

The identification and characterization of mantle material in the sources of the Quatro Ilhas Granitoids testify the accretion of mantle-derived material to the crust during the early-post-collisional stage of Pan-African/Brasiliano Orogenic Cycle in southern Brazil. The identification of high-K tholeiitic magmatism can be used as a marker of the cessation of subduction related sources, as those identified in arc settings, and the beginning of the post-collisional stage.

The first activated sources produced mantle and crustal magmas mainly controlled by flat-lying structures. At least in the early phase (ca. 630–610 Ma), the transition from thrust to transcurrent-related structures coincided with the increase in the proportion of crustally-derived melts. Pure crustal sources characterize this transition and predominate in the transcurrent period of the post-collisional early-phase. It seems therefore that crustal melting had an important role in the generation of peraluminous leucogranites, and also occurs as a component in the high-K calc-alkaline Quatro Ilhas Granitoids magmatism. However, we argue that it does not seem to be determinative of major evolutionary compositional trends, and also does not appear to be an important component of the subsequent shoshonitic and alkaline magmatism (e.g., Bitencourt and Nardi, 2000). As such, we reinforce the argument raised by Bitencourt and Nardi (2000) that the evolutionary trend observed in the post-collisional granitic magmatism in the Porto Belo region is mostly traced by the change in mantle sources (first tholeiitic, then shoshonitic and finally alkaline), rather than a progressively higher degree of crustal contamination.

Acknowledgments

We thank Fundação de Amparo à Pesquisa (FAPESP) project nos. 07/02387-9 (PhD scholarship) and 2007/00635-5 (Grant) for research support. We are also indebted to Andrew S. DuFrane for helping with the analytical procedures at UA. The reviews by F. Corfu and an anonymous reviewer have substantially helped to improve the manuscript.

References

- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology* 139 (1–4), 249–269.
- Babiniski, M., Chemale Jr., F., Schmus, W.R.V., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (3), 263–274.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605–626.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. SBG, Rio de Janeiro, pp. 311–334.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139, 195–221.
- Bea, F., Montero, P., Molina, J.F., 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology* 107, 399–419.
- Bergantz, G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly process. *Journal of Structural Geology* 22, 1297–1309.
- Bitencourt, M.F., 1996. *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrologica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 310 pp.

- Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., 2000. Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil). *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 229–236 (SH1/2000).
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 186–189.
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. *Atas II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. SBG, Fortaleza, pp. 214–216.
- Bonin, B., Azzouni_Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Special Edition on post-collisional magmatism. *Lithos* 45, xv–xvii.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare-Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Castro, A., Patiño-Douce, A.E., Corretge, L.G., De La Rosa, J.D., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 255–276.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83, 1–26.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2003. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. IV South American Symposium on Isotope Geology, Montevideo, pp. 516–519.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22 (1), 184–199.
- Chen, B., Jahn, B.-M., Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd–Sr isotope evidence. *Lithos* 60, 67–88.
- Clarke, B., 1992. Granitoid rocks. In: Van Andel, T.H. (Ed.), *Topics in the Earth Sciences*. Chapman & Hall, 283 pp.
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61, 1–18.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29 (1), 193–196.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London* 149, 487–490.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher, C.C., 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Conceição, R.V., 2009a. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research* 175, 135–148.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2009b. Geologia e geoquímica de granitóides porfíticos da região leste de Santa Catarina: contribuições à petrogenese do magmatismo sintectônico do estágio precoce pós-collisional do sul do Brasil. XII Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2009, Ouro Preto. Anais do XII Congresso Brasileiro de Geoquímica: CD-ROM.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., DuFrane, A., 2011. U–Pb age and Sr–Nd–Pb isotopic composition of post-collisional syntectonic granites from the Catarinense Shield, Southern Brazil: constraints on the tectonic history of the Major Gercino Shear Zone. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2011, Ávila. Abstracts Book, pp. 55–56.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA–MC–ICP–MS zircon geochronology of coeval mafic–felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216–219, 132–151.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048.
- Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulative diorites related to post-collisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519–534.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivariata Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research* 147, 41–64.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul–Rio–Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics: Geological Society of America Special Papers*, 19, pp. 115–158.
- Harris, N., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 15, 757–777.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Kay, R.W., Mahlburg-Kay, S., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau* 80 (2), 259–278.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism. *Lithos* 45, xv–xvii.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101 (5), 635–643.
- Martil, M.M.D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-collisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognasses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivariata. Master Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 77 pp.
- McDermott, F., Harris, N.B.W., Hawkesworth, C.J., 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123 (4), 406–423.
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: a review. *Tectonophysics* 500 (1–4), 11–19.
- Menand, T., Saint-Blanquet, M., Annen, C., 2011. Emplacement of magma pulses and growth of magma bodies. *Tectonophysics* 500, 1–2.
- Miller, C.F., Furbish, D.J., Walker, B.A., Clairborne, L.L., Koteas, G.C., Bleick, H.A., Miller, J.S., 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics* 500, 65–77.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 441–446.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.V., 2008. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICPMS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32 (2), 167–180.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141–159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1075–1084.
- Patiño-Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London Special Publication, 168, pp. 55–75.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granite magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 461–478.
- Philipp, R.P., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U–Th–Pb EMMA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences of the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil*, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, pp. 289–291.
- Phillips, R.E., 1974. Myrmekite – one hundred years later. *Lithos* 7 (3), 181–194.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.-L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology* 41 (6), 809–844.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm–Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315–336.
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanosedimentar Brusque e a evolução polícíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60–73.
- Silva, L.C., 1999. Geocronologia U–Pb SHRIMP e Sm–Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldanha (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano. PhD Thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 243 pp.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503–525.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London Special Publication*, 42, pp. 313–345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.
- Ulmer, P., Muntener, O., 2011. Derivation of granitoid magmas by deep crustal crystallization-differentiation of basaltic parental magmas: an experimental perspective. Seventh Hutton Symposium on Granites and related rocks, 2011, Ávila, Spain. Abstract Book: 148 pp.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 79, 169–181.
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20 (9–10), 1273–1289.
- Zeng, L., Saleby, J.B., Ducea, M., 2005. Geochemical characteristics of crustal anatexis during the formation of migmatite at the Southern Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150 (4), 386–402.

ANEXO E



Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil

Luana Moreira Florisbal ^{a,*}, Valdecir de Assis Janasi ^a, Maria de Fátima Bitencourt ^b, Lauro Valentim Stoll Nardi ^b, Larry M. Heaman ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo SP 05508-080, Brazil

^b Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

^c Department of Earth and Atmospheric Sciences, 1-26 Earth Sciences Building, University of Alberta, Edmonton, Alberta T6G 2E3, Canada

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 October 2011

Accepted 18 June 2012

Keywords:

Post-collisional

High-K granite

Syntectonic magmatism

Dom Feliciano Belt

ABSTRACT

The early phase of post-collisional granitic magmatism in the Camboriú region, south Brazil, is represented by the porphyritic biotite ± hornblende Rio Pequeno Granite (RPG; 630–620 Ma) and the younger (~610 Ma), equigranular, biotite ± muscovite Serra dos Macacos Granite (SMG). The two granite types share some geochemical characteristics, but the more felsic SMG constitutes a distinctive group not related to RPG by simple fractionation processes, as indicated by its lower FeO_t, TiO₂, K₂O/Na₂O and higher Zr, Al₂O₃, Na₂O, Ba and Sr when compared to RPG of similar SiO₂ range. Sr–Nd–Pb isotopes require different sources. The SMG derives from old crustal sources, possibly related to the Paleoproterozoic protoliths of the Camboriú Complex, as indicated by strongly negative ϵ_{Nd_t} (–23 to –24) and unradiogenic Pb (e.g., $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.0–16.3$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.3–15.4$) and confirmed by previous LA-ICPMS data showing dominant zircon inheritance of Archean to Paleoproterozoic age. In contrast, the RPG shows less negative ϵ_{Nd_t} (–12 to –15) and a distinctive zircon inheritance pattern with no traces of post-1.6 Ga sources. This is indicative of younger sources whose significance in the regional context is still unclear; some contribution of mantle-derived magmas is indicated by coeval mafic dykes and may account for some of the geochemical and isotopic characteristics of the least differentiated varieties of the RPG. The transcurrent tectonics seems to have played an essential role in the generation of mantle-derived magmas despite their emplacement within a low-strain zone. It may have facilitated their interaction with crustal melts which seem to be to a large extent the products of reworking of Paleoproterozoic orthogneisses from the Camboriú Complex.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Neoproterozoic granitic rocks from southern Brazil have been subject of several recent studies which have resulted in detailed geological and structural mapping and the collection of a considerable amount of geochronological determinations, as well as geochemical and radiogenic isotope data (e.g. Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Hartmann et al., 2003; Peterzell et al., 2010; Florisbal et al., 2009, in press-a; Basei et al., 2011). Nevertheless, much debate still exists on their tectonic significance and on the magmatic processes responsible for their generation, including the

relative role played by different crustal and mantle sources on the origin of their parental magmas.

The Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle in this region preserves records of abundant magmatism related to arc or collisional settings. Most of the 650–585 Ma granite plutons were emplaced along the shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB; Fig. 1a), and are interpreted as post-collisional by Bitencourt and Nardi (2000). This magmatism includes a large variety of granitic and coeval mafic rocks whose emplacement was controlled by transcurrent tectonism within an NE-trending granitic belt which lies parallel to the coast from southern Brazil to Uruguay (Fig. 1a).

The early phase of post-collisional magmatism within this granitic belt is often related in time and space to ENE-trending, gently-dipping shear zones, giving rise to porphyritic biotite

* Corresponding author. Tel.: +55 11 3091 4023; fax: +55 11 89809100.

E-mail address: geoluana@yahoo.com.br (L.M. Florisbal).

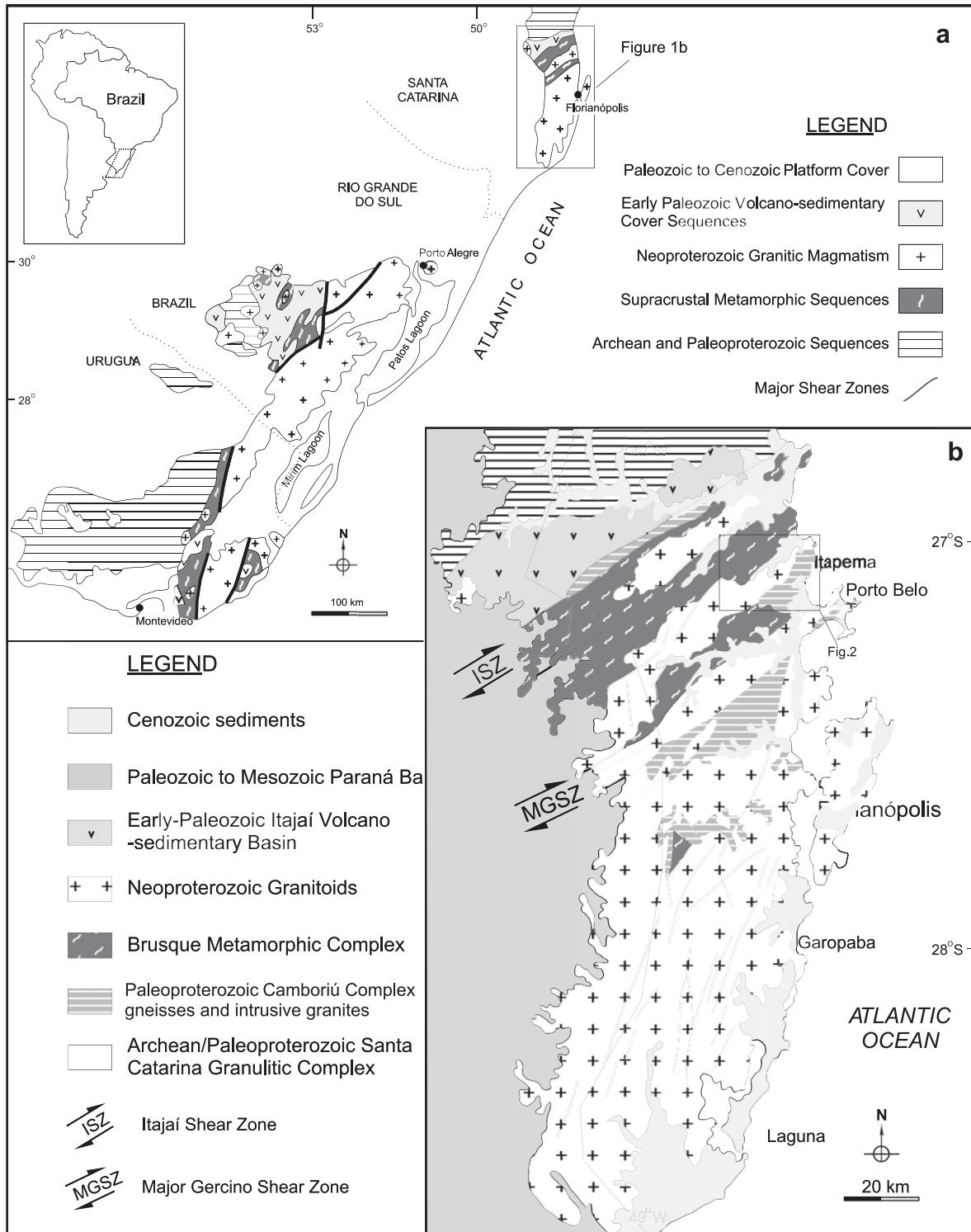


Fig. 1. (a) Localization and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonic features in the state of Santa Catarina, Brazil, with indication of the study area.

granites and granodiorites with abundant mafic microgranular enclaves. Two-mica leucogranites are found in either subhorizontal or subvertical shear zones, and are restricted to the end of this early phase (ca. 610 Ma).

This paper discusses the origin and relationship between the different varieties of early post-collisional granitic magmas from the Camboriú region, based upon their field and structural geology, petrography, whole rock geochemistry and Sr–Nd–Pb isotope

geochemistry. The role of transcurrent tectonics in the generation and emplacement of magmatic bodies is discussed, as well as the potential link between this magmatism and sources represented by regional migmatitic rocks. One main conclusion is that the studied granites were produced from distinct crustal sources, with some contribution of mantle material represented by scarce coeval mafic dykes. The similarities and differences of the granitic products relative to similar rocks generated in different tectonic settings are explored.

2. Geologic and tectonic setting

The Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay (Fig. 1a) was formed during the Brasiliano/Pan–African Cycle which involved subduction of oceanic crust and collisional events among continents and magmatic arcs, leading to the consolidation of Pangea supercontinent. Archean to Paleoproterozoic granulite facies rocks related to the Rio de La Plata and Luis Alves cratons are found, respectively, in the western and northwestern part of these shield areas, while supracrustal metamorphic sequences are predominant in the central domain (Fig. 1a). Calc-alkaline magmatism with arc-type signature was produced during the period between 800 and 700 Ma and is represented by tonalite–diorite associations found in the western part of the Sul-rio-grandense Shield (Babinski et al., 1997; Silva et al., 1999).

Recent data from high-grade metamorphic terranes in southern Brazil (Gross et al., 2006; Philipp et al., 2009; Martil, 2010; Martil et al., 2011) and Uruguay (Gross et al., 2009) indicate that the main collision took place at ca. 650 Ma. The structure related to this collisional period is locally preserved in ortho- and paragneisses as gently-dipping gneissic banding bearing a strong stretching lineation, but exposures of these metamorphic rocks are scattered, most of them identified as roof pendants on the younger granitoids of the eastern domain.

The eastern part of the Dom Feliciano Belt features an NE-trending granitic belt discontinuously exposed from the state of Santa Catarina to Uruguay for ca. 1400 km (Fig. 1a). From north to south, three segments are recognized in this area, receiving local denominations as Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths. Granitic magmatism along this belt is reported from 650 to 580 Ma (Philipp et al., 2002; Philipp and Machado, 2005; Chemale et al., 2012) in successive pulses, whose emplacement was controlled by transcurrent tectonism.

According to several geotectonic models (e.g. Fernandes et al., 1992; Silva et al., 1999, 2005; Basei et al., 2000) this area corresponds to the roots of a Neoproterozoic magmatic arc. However, structural and geochemical data obtained from these associations within the three segments of the granitic belt in the last fifteen years have led several authors to interpret it as formed in a post-collisional setting (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Garavaglia et al., 2002; Wildner et al., 2002; Philipp et al., 2002; Sommer et al., 2005; Nardi and Bitencourt, 2007; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; Florisbal et al., 2009; among others). As pointed out by these authors, the post-collisional period in southern Brazil and Uruguay (650–580 Ma) is marked by intense magmatism along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) (Bitencourt and Nardi, 2000), where granitic and coeval mafic rocks bear a close relationship with transcurrent tectonics. Minor volumes of Neoproterozoic granite intrusions are found west of the main belt (Fig. 1a), and seem unrelated to the transcurrent tectonism.

The SBSB was an important conduit for magma transport and emplacement. Its deep-reaching discontinuities are conceived by Bitencourt and Nardi (2000) as responsible for mantle decompression and reworking of pre-existing crustal sources. The widespread occurrence of coeval mafic magmas with most of the granitic magmatism attests to the importance of mantle sources, as opposed to models based mainly upon crustally-derived magmatism.

3. Local geology

The study area is located at the northeastern extremity of the Southern Brazilian Shear Belt, in the region located between two major structures, the Itajaí and Major Gercino shear zones (Fig. 1b). This region corresponds to a low strain zone of the SBSB, in which

the original structural and geological relations were not strongly overprinted by transcurrent tectonics, and small areas of older Paleoproterozoic sequences, as the Camboriú Complex gneisses (2.16 Ga, Silva et al., 2000), are preserved. Most of the region is occupied by a metasupracrustal sequence corresponding to the Brusque Metamorphic Complex, whose age of deposition is still disputed (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). The heterogeneous Itapema Granite is spatially related to the Camboriú gneisses; many Neoproterozoic granites with ages in the range 630–595 Ma intrude all these units (Florisbal et al., in press-a; Silva et al., 2003, 2005; Basei et al., 2011).

3.1. Country rocks

The Camboriú Complex (CC) is the oldest unit in the area, and it commonly occurs as roof pendants on the Neoproterozoic granitic rocks (Fig. 2). According to UFRGS (2000), Lopes (2008) and Peternell et al. (2010), the CC comprises banded to thinly-laminated rocks including mainly hornblende-biotite orthogneisses of tonalitic to granodioritic composition hosting dm- to meter-sized amphibolite bodies; ortho- and paragneisses are often migmatitic, with trondhjemite to leucogranite leucosomes, and are injected by granite to leucogranite veins and dykes of variable thickness, concordant or not with the main structure. The metamorphic banding is fine, regular and continuous, alternating mafic and quartz-plagioclase layers; this structure is frequently enhanced by concordant trondhjemite veins, locally forming a composite banding. The CC is interpreted by some authors as product of Neoproterozoic migmatization (Silva et al., 2005; Lopes, 2008; Basei et al., 2010, 2011).

Peternell et al. (2010) showed that the main solid-state foliation in the Camboriú Complex orthogneisses is formed by the alignment of coarse feldspar, biotite (rarely amphibole), and by quartz lenses and plagioclase aggregates. This foliation is parallel to the compositional banding, and affected by cm-dm folds with subhorizontal, E–W to NW–SE oriented axes and steep axial planes. More rarely, a lineation defined by the long axes of plagioclase and amphibole was formed, and it plunges towards NW. Biotite-rich amphibolitic gneisses form meter-sized lenses within the dominant tonalitic–granodioritic gneisses. They show discordant metamorphic banding and at least one folding event not found in the host gneisses. Local evidence of partial melting is given by leucocratic irregular portions of diffuse contacts, which may evolve laterally to concordant or discordant injections in the enclosing gneiss. Pelitic, calc-silicate and amphibolitic gneisses are frequently found as xenoliths of various sizes and shapes within the tonalitic gneisses.

Based on petrography, geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes, Lopes (2008) distinguished two types of nesosomes and leucosomes in a detailed study of CC outcrops located in the northern part of the study area (Fig. 2). Type-1 corresponds to tonalitic orthogneiss with trondhjemitic leucosomes and type-2 to fine-grained granodioritic to monzogranitic orthogneiss with granodioritic to monzogranitic leucosomes.

SHRIMP U–Pb zircon data obtained by Hartmann et al. (2003), Silva et al. (2005) and Basei et al. (2010) point to a Paleoproterozoic (ca. 2.0 Ga) crystallization age for most of the complex. Basei et al. (2010) also reported abundant Archean inheritance (3.3–2.7 Ga) and an important Neoproterozoic migmatization event (630–590 Ma), the latter also recognized by Silva et al. (2005). Philipp et al. (2009) presented the results of a U–Th–Pb EPMA monazite dating of a paragneiss sequence from the CC. Ages in the 650–630 Ma interval were interpreted as reflecting an amphibolite facies metamorphic event which was related to collision, whereas younger values at 620–600 Ma and 600–580 Ma were related to thermal effects promoted by granite intrusions. Sm–Nd model ages

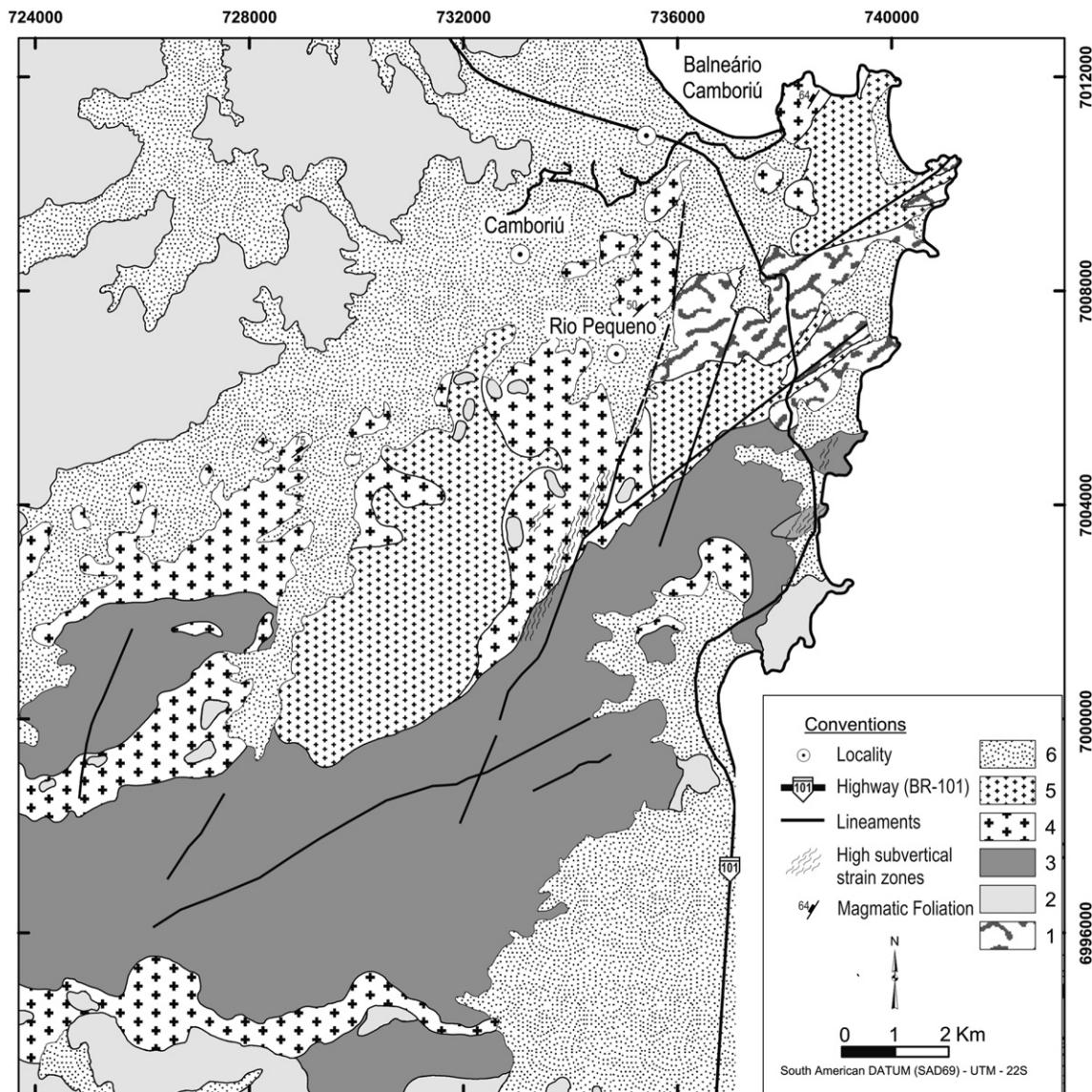


Fig. 2. Geological map of the Camboriú region (modified from UFRGS, 2000). (1) Camboriú Complex; (2) Brusque Metamorphic Complex; (3) Itapema Granite; (4) Rio Pequeno Granite; (5) Serra dos Macacos Granite; (6) Cenozoic sedimentary cover.

(TDM) of the CC rocks vary from 3.0 to 1.5 Ga, with a main concentration at \sim 2.5 Ga (Lopes, 2008).

The *Brusque Metamorphic Complex* (BMC) is exposed over most of the area located between the Major Gercino and Itajaí Shear Zones (Figs. 1b and 2). It consists mainly of supracrustal rocks metamorphosed at low P-T, greenschist to amphibolite facies conditions, comprising clastic and chemical metasedimentary sequences with intercalated magnesian schists, with predominance of metapelite and metapsammite. Some sparse occurrences of felsic, mafic and ultramafic metavolcanic rocks were described as intercalations in the clastic sequences (Basei, 1985, 1990; Silva, 1991; UFRGS, 2000; Philipp et al., 2004; Campos and Philipp, 2007). Silva (1991), Philipp et al. (2004) and Campos and Philipp (2007) consider the Brusque basin to have developed in a rift system that evolved to a continental margin without generation of oceanic crust; the last authors concluded that the BMC ultramafic and mafic rocks are not related to oceanic crust generation, showing instead continental tholeiitic affinity. In contrast, Basei (1985) and Basei et al. (2008) proposed that the Brusque basin

formed in a Neoproterozoic continental margin with the development of oceanic crust after a rifting phase which occurred at \sim 840 Ma and was associated with the generation of A-type granitoids that occur as deformed orthogneisses intruding the Complex. Basei et al. (2011) suggested a peri-cratonic evolution model for the Brusque paleobasin, admitting nevertheless that it is still difficult to determine a tectonic evolution model for the BMC.

According to Philipp et al. (2004) and Campos and Philipp (2007) the tectonic evolution of the BMC is related to a thrusting event (D_1 – D_2), that generated the flat-lying S_1 foliation. The transposition of this foliation generated a S_2 foliation, often parallel to S_1 , which corresponds to the main schistosity. Both structures were affected by a transcurrent event (D_3), under brittle-ductile deformation conditions. The deformation and regional orogenic metamorphism (M_1 and M_2) were interpreted as of Neoproterozoic age, associated with continental collision.

According to Campos and Philipp (2007), the ages of sedimentation and volcanism, as well as the ages of metamorphic events are not yet well established, and the conflicting data do not permit to

draw a consistent scenario of the temporal evolution of the BMC. Basei (1990), based on U–Pb TIMS zircon ages of detrital zircon from pelitic schists, suggested the 1.5–2.0 Ga interval for the sedimentation of the BMC, and considered a Nd model age (TDM) of 1.67 Ga obtained in a basic metavolcanic rock as an upper limit for it.

Hartmann et al. (2003) based on U–Pb SHRIMP detrital zircon ages from a quartzite concluded that the sedimentation age of the BMC should be younger than 2023 ± 7 Ma; they also present a Sm–Nd TDM age of 2550 Ma, indicative that the quartzite source contained a significant Archean component. Basei et al. (2008) using U–Pb SHRIMP ages in detrital zircon grains of a mica-schist with volcanogenic contribution, proposed that the source areas of the BMC are post-Archean, with well-defined peaks at 2.2–1.8, 1.6–1.2 and ~ 0.6 Ga, concluding for a Neoproterozoic sedimentation with a maximum sedimentation age of 640 Ma (Basei et al., 2011). Silva et al. (2002) interpreted the U–Pb SHRIMP magmatic age of 639 ± 11 Ma obtained in a meta-rhyolite as recording a syn-depositional volcanic episode and also admitted a Neoproterozoic age for sedimentation.

According to Peternell et al. (2010), Hartmann et al. (2003) and Bitencourt and Nardi (2004), tectonic interleaving is locally observed between the BMC rocks and flat lying mylonites produced over the CC gneisses. This observation, together with the contrast in metamorphic grade between these two units (upper amphibolite in the CC and greenschist facies in the BMC) is interpreted as evidence for thrusting along the NW–SE direction, also indicated by a strong stretching lineation shown by the mylonites. This is consistent with the top to NW movement pointed out by Basei (1985) in the BMC.

The *Itapema Granite* (IG) is a large, sheet-like intrusion composed of biotite monzogranites and granodiorites with heterograngular texture, varying from fine to medium-grained, characterized by mafic aggregates forming chunks of variable size and irregular distribution (Bitencourt and Nardi, 2004). The abundance of country rock xenoliths is characteristic, and most of these have been correlated to rock types found in the CC. Highly differentiated varieties of the IG, virtually devoid of xenoliths, are found in the southeastern part of the study area (Fig. 2). Bitencourt and Nardi (2004) drew attention to the well-developed magmatic foliation typical of all IG varieties, dipping gently towards the SE or NW. The IG magmatic crystallization age is still a matter of debate. U–Pb SHRIMP zircon dating by Hartmann et al. (2003) concluded for a magmatic age of 2.02 Ga, while zircon TIMS dating by Basei et al. (2000) led to an age of 583 ± 28 Ma. Despite the controversial age values, field intrusive relations reported in several places by different authors make it clear that the IG was part of the country rocks for the studied Neoproterozoic granites (Rio Pequeno and Serra dos Macacos, Fig. 2), dated at 630–610 Ma by Florisbal et al. (in press-a).

The contact between the BMC rocks and the Itapema Granite is not exposed due to thick soil cover. However, according to Hartmann et al. (2003), Bitencourt and Nardi (2004) and Peternell et al. (2010), the magmatic foliation of the Itapema Granite is subparallel to the main foliation of the metamorphic rocks.

3.2. The Neoproterozoic granites

Important volumes of granite intrude all the units described above as numerous small bodies and large batholiths. The batholiths are dominated by porphyritic varieties of biotite monzogranite, normally with coarse-grained matrix, which are grouped in the Valsungana Suite (e.g., Caldasso et al., 1988). Equigranular, fine- to medium-grained biotite granites, in part with small contents of muscovite, are grouped by most authors in the Guabiruba Suite (e.g., Caldasso et al., 1988; Silva et al., 1999, 2005);

Basei et al. (2011) use the name Nova Trento for the latter, and distinguish a separate suite of equigranular granites, mostly confined to the Major Gercino Shear Zone, named São João Batista.

In the study area (Fig. 2), two types of granitic rocks have been previously defined and named (Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites), neither of which records flat-lying foliations. Although they are associated, in regional maps, to the Valsungana and Guabiruba/Nova Trento suites, respectively, we prefer to use these local names to keep focus on their specific features, since literature survey shows that the regional suites group rocks with diverse composition, and possibly ages as well. A synthesis of the geological and structural aspects of the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites was presented by Peternell et al. (2010), where detailed information on their meso- to micro-scale structures can be found.

The *Rio Pequeno Granite* (RPG) comprises foliated, coarse- to very coarse-grained porphyritic monzogranites, with rare syenogranite and granodiorite, in which feldspar megacrysts are immerse in a medium to coarse-grained matrix containing biotite as main mafic phase, with a typical color index of 7. Hornblende is occasionally found in some samples of higher color index (9–12). Mingling features, such as mafic microgranular enclaves and diorite to monzodiorite synplutonic dykes are locally observed (Fig. 3a–c). In several places, contacts between two slightly distinct granite varieties, marked either by differences in color indices or in matrix proportion, are seen; these features may be indicative of the intrusion of multiple batches of magma (Fig. 3e–f). A U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon age of 626 ± 7 Ma is presented by Florisbal et al. (in press-a) for a quartz monzodiorite dyke coeval with the RPG, and interpreted as the best estimate of its crystallization age.

The RPG contains many xenoliths derived from CC and BMC; these are elongated along the magmatic foliation (Fig. 3d), sometimes showing irregular contacts and assimilation features. At the southern part of the area, the RPG is intrusive into the Itapema Granite, and locally develops chilled margins against it, marked by increase in the amount of matrix relative to feldspar megacrysts (Peternell et al., 2010). In the northern part of the study area, near the contact with the CC gneisses, meter- to decameter-sized xenoliths of the latter are common.

Magmatic foliation in the RPG is marked by the alignment of igneous feldspar megacrysts, biotite flakes, and cm-sized, elongate mafic microgranular enclaves. It generally dips steeply either NW or SE, but may locally show E–W and N–S strike. The weakly- to well-developed foliation rarely bears a weak sub-horizontal lineation, defined by the long axes of the feldspars. Further details on the nature of the magmatic foliation are given by Peternell et al. (2010).

Magmatic S–C structures are rarely developed, indicating dextral sense of shear. Due to the alignment of subhedral and almost undeformed feldspar megacrysts in a coarse groundmass, and due to further indications given by microfabrics described in Peternell et al. (2010), the foliation and, consequently, also the lineation are interpreted as magmatic structures. Magmatic shear zones are well developed and can be observed in many parts of the pluton. Meter-sized high strain deformation zones are very rare.

The *Serra dos Macacos Granite* (SMG) is the youngest granitic body in the area, as shown by field relations, and confirmed by its U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon age (611 ± 9 Ma; Florisbal et al. (in press-a)). It is composed of equigranular, medium- to fine-grained, biotite syeno- to monzogranite, where scattered, up to 1 cm-long euhedral K-feldspar phenocrysts and sparsely distributed muscovite flakes are frequently observed. Typical features are the presence of K-feldspar megacrysts involved by a biotite mantle, resembling the feldspar megacrysts from RPG (Fig. 4a) and cm-sized biotite clots of variable shapes (Fig. 4b).

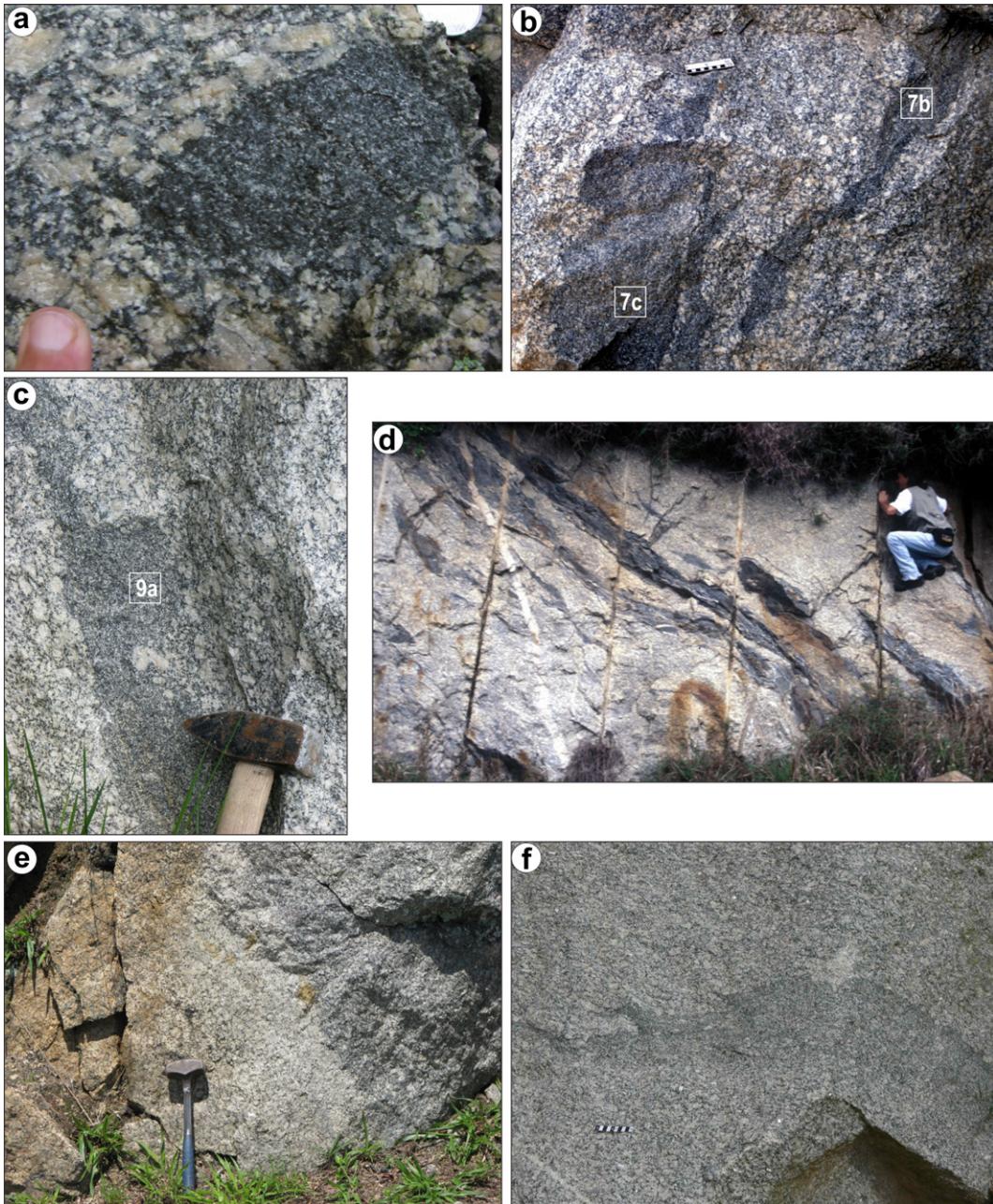


Fig. 3. Mesoscopic features of the Rio Pequeno Granite: (a) mafic microgranular enclaves indicating the existence of coeval mafic magma; (b) synplutonic mafic dykes with sample location, PMP-7b more contaminated, PMP-7c least contaminated; (c) contaminated synplutonic mafic dyke – PMP-9a sample location indicated; (d) elongate xenoliths of irregular contacts along the RPG foliation; (e) contact between more felsic (left) and more mafic (right) RPG varieties and (f) subtle contacts between RPG varieties denoted by diverse grain size and color indices. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

SMG forms an NE-trending main body (Fig. 2) and also several tabular intrusions of sharp contacts with the older rocks (Fig. 4f). Large xenoliths of CC rocks are commonly found, usually showing sharp, straight boundaries. Contacts with RPG are more diffuse and interactive, suggesting low temperature contrast (Fig. 4c and d). Large fragments of coarse-grained porphyritic varieties of extremely diffuse contacts are often observed, showing progressive assimilation by the fine-grained varieties (Fig. 4d). Mafic microgranular enclaves are very rare (Fig. 4e). The magmatic foliation is weakly developed, although observed throughout the entire area; it is marked by the alignment of subhedral, mm-sized biotite, plagioclase and K-feldspar. According to Peternell et al. (2010), it generally dips steeply either NW or SE, and rarely bears a weak subhorizontal lineation given by the long axes of feldspar crystals. As in

the RPG, the shape alignment of igneous crystals without further internal deformation led Peternell et al. (2010) to interpret these structures as magmatic.

Chilled margins of both RPG and SMG against the Itapema Granite are reported by Bitencourt and Nardi (2004), and their contact metamorphic aureoles on reactive host rocks such as BMC marbles and pelitic schists range from albite-epidote to pyroxene-hornfels conditions (Philipp et al., 2004). According to Peternell et al. (2010) contact metamorphic overprint has caused the development of randomly distributed, large sillimanite crystals within the xenoliths of CC in RPG. Contrastingly, SMG develop sharp contacts with CC xenoliths, with no metamorphism overprint (Fig. 4f).

Magmatic foliations in SMG and RPG strike approximately parallel to the general trend of intrusion long axes and their

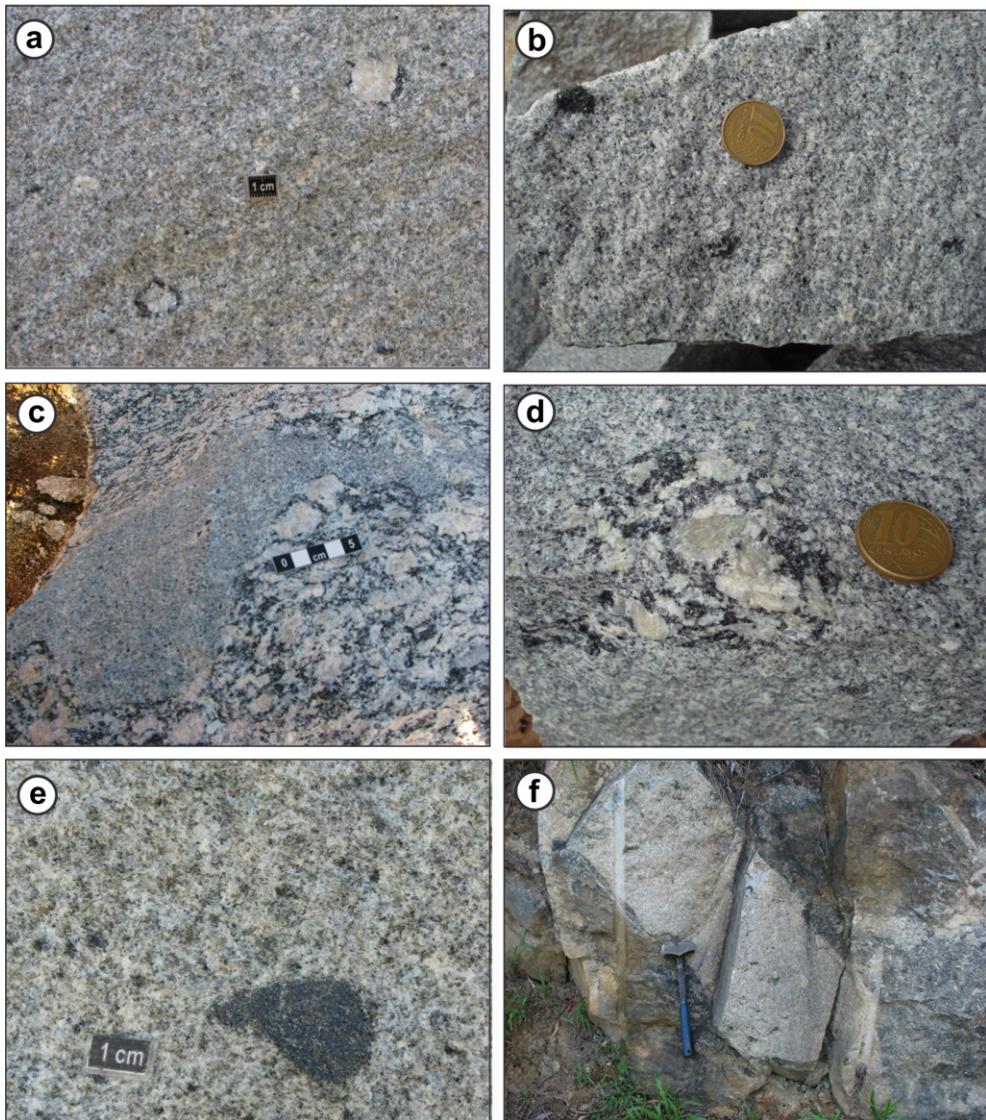


Fig. 4. Mesoscopic features of the Serra dos Macacos Granite: (a) cm-sized large K-feldspar megacrysts surrounded by biotite mantle; (b) biotite in clusters and typical large biotite clots; (c) irregular contacts between SMG and RPG attesting to low temperature contrast between the magmas; (d) diffuse contact RPG xenolith in SMG; (e) mafic microgranular enclave in SMG, and (f) sharp contacts of SMG apophysis crosscutting CC orthogneiss.

boundaries against the host rocks. The steeply-dipping magmatic foliation of these granites, together with their subhorizontal magmatic lineation, argues for emplacement controlled by transcurrent kinematics. As discussed by Peternell et al. (2010), the similarity of banding orientation in areas of gneisses inside the granites, as compared to the main CC area, suggests that these are not megaxenoliths, but most probably roof pendants on top of the Serra dos Macacos and Rio Pequeno granites.

4. Petrographic and microstructural aspects of the Neoproterozoic Granites

4.1. Rio Pequeno granite and synplutonic dykes

The Rio Pequeno Granite comprises foliated, porphyritic biotite monzo- to syenogranites, with irregular occurrence of hornblende-biotite monzogranites, with ca. 40% of 3–5 cm long feldspar megacrysts immerse in a medium- to coarse-grained matrix. Allanite, apatite, zircon, titanite, ilmenite and magmatic epidote are the

accessory phases. K-feldspar megacrysts show intragranular fractures healed by groundmass material (Fig. 5a).

K-feldspars contain around 20 vol.% string or braid perthites, which locally evolve to patch perthite. Wavy extinction is locally observed. Progression from old grains to subgrains is rarely found at crystal borders. In the groundmass, crystals are generally subhedral to anhedral.

Plagioclase (An_{20-28}) crystals are subhedral to rounded and form normally zoned, rarely patchy zoned megacrysts. Wavy extinction is well developed as well as small subgrains at the borders of larger crystals; kink bands are rare. Some megacrysts contain large subgrains, suggestive of high deformation temperatures; plagioclase with cellular morphology indicative of magma mixing (cf. Vernon, 2004) is rarely found (Fig. 5b). In high-strain zones, crystals from the matrix are polygonized, attesting to high deformation conditions.

According to Peternell et al. (2010), cracks in feldspars, mainly perpendicular to (010), are filled with quartz, which is optically continuous with coarse-grained magmatic quartz outside the

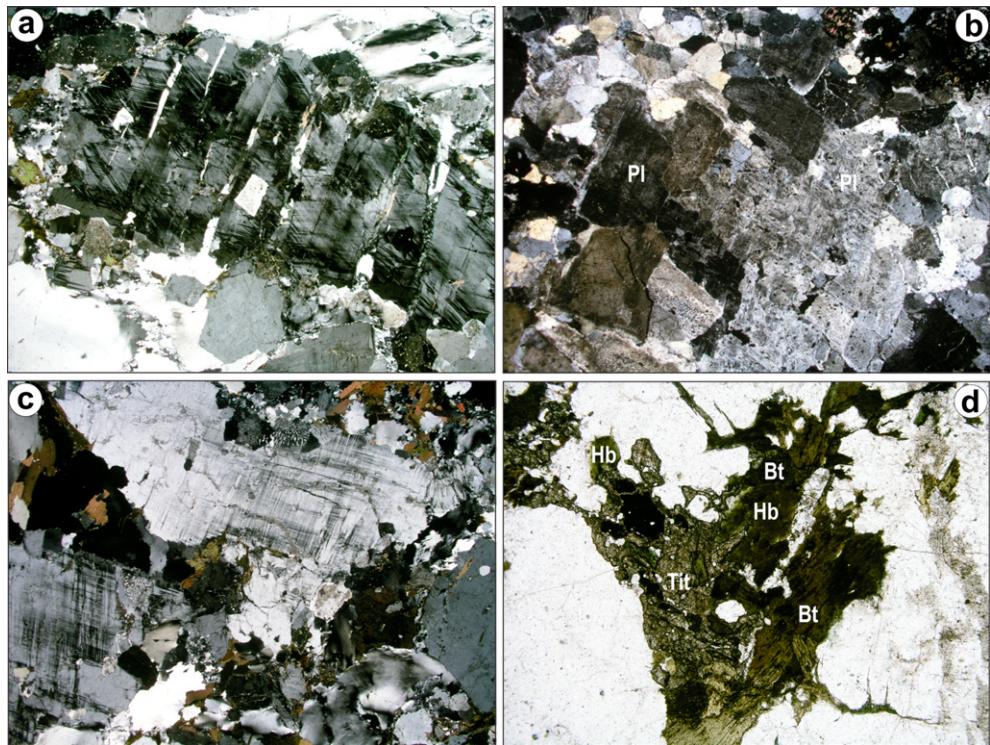


Fig. 5. Microscopic features in the Rio Pequeno Granite: (a) K-feldspar megacrysts with intragranular fractures healed by groundmass material attesting to deformation in a crystal mush; (b) plagioclase crystal with cellular morphology attesting to magma mixing process; (c) coarse, undeformed myrmekite along the margins of magmatic K-feldspars oriented in the foliation planes, and (d) transformation of early-crystallized hornblende to biotite \pm titanite in typical RPG. Long side of all photos is 10.40 mm.

feldspars. Such cracks are generally interpreted as indicators of deformation in a crystal mush (Bouchez et al., 1992). The latter authors also report coarse myrmekite along the margins of magmatic K-feldspars that remains undeformed in contact with the foliation planes (Fig. 5c).

Quartz crystals are mainly interstitial and rarely form large crystals. According to Peternell et al. (2010), quartz c-axis orientations show moderate but distinct maxima close to the magmatic lineation (L), indicating high temperature active c-slip. Chessboard pattern subgrains are found in relic larger quartz grains, indicating a weak and widespread deformation in the stability field of high-quartz (Kruhl, 1996). Quartz structures are interpreted as a result of continuous deformation from magmatic to subsolidus stage. Prismatic subgrains are abundant, as well as bulging features which evolve to grain-boundary migration recrystallization, thus generating small recrystallized grains both in the groundmass and at the borders of larger grains.

Brownish to dark green *biotite* is the main mafic phase and forms aggregates of irregular distribution. In varieties of higher color indices (9–12) some *hornblende* may occur in association with biotite, whereas in samples of lower CI some early-crystallized hornblende relicts are found partly substituted by biotite \pm titanite (Fig. 5d). Later alteration of mafic aggregates gives rise to chlorite, magnetite, xenomorphic titanite and a secondary epidote associated with small crystals of white mica.

Greenschist facies deformation structures in the RPG are described by Peternell et al. (2010) as locally abundant in up to 1 dm-wide and several meter-long shear zones. In addition, locally up to 1 mm-wide micro shear zones occur in the RPG but they do not form distinct foliation planes.

The *synplutonic dykes* are composed of foliated quartz monzodiorite to monzogranites with medium-grained equigranular to heterograniular texture and biotite as the only rock-forming mafic

phase. Typical color indices are 30–40. Allanite, apatite, titanite, ilmenite and zircon are accessory phases.

Plagioclase (An_{20-35}) is commonly subhedral or rounded, rarely euhedral. Regular zoning is not commonly observed. Wavy extinction and kink bands are common features, but no subgrains were observed.

K-feldspar is also not deformed and forms clean crystals with Carlsbad twinning, sometimes with 10 vol.% of string albite perthite. Some of the largest K-feldspar grains are xenocrysts, and are frequently surrounded by thin biotite crystals that resemble blade biotite (Hibbard, 1995).

Quartz commonly occurs as anhedral, sometimes rounded crystals. Wavy extinction, deformation bands and subgrains are common features.

Biotite commonly forms clusters, but part of it is sparsely distributed. Typical biotite is brownish; a secondary one is sometimes observed as fine, reddish grains.

4.2. Serra dos Macacos Granite

The *Serra dos Macacos Granite* is foliated, with typical equigranular, medium- to fine- grained texture with sparse 1 cm-long feldspar crystals commonly surrounded by biotite flakes. Allanite, apatite, zircon, magnetite, titanite and magmatic epidote are the main accessory phases.

K-feldspar forms subhedral elongated or round grains that show irregular contacts with the other minerals. String microperthites are common and form 10–20 vol.% of the grains. Cross-hatched twinning is also common, mainly in the central part of the grains.

Plagioclase (An_{14-24}) is dominantly subhedral with concentric zoning and polysynthetic twinning. The ca.1 cm-long phenocrysts are euhedral and show regular zoning patterns, which are sometimes truncated (Fig. 6a). These crystals are irregularly distributed

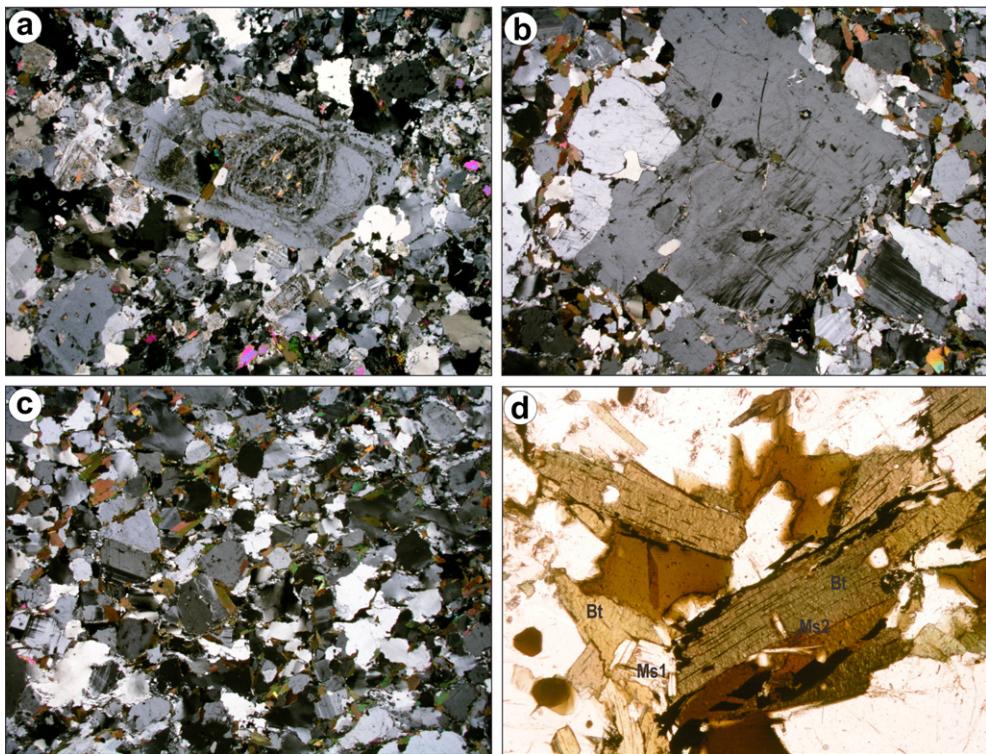


Fig. 6. Microscopic features in the Serra dos Macacos granite: (a) euhedral plagioclase phenocryst with truncated regular zoning pattern; (b) microxenolith surrounded by fine-grained biotite flakes; (c) typical fine-grained equigranular texture of SMG with even distribution of biotite flakes and (d) two generations of muscovite, the large Ms1, interpreted as primary and the fine-grained Ms2 that grows at the borders of biotite or Ms1 crystals. Long side is 3.25 mm in photos a and d, and 1.63 mm in photos b and c.

and often altered. An older plagioclase population of very small and strongly altered crystals is found as inclusions in the main population.

Feldspar xenocrysts or even microxenoliths are commonly mantled by fine-grained biotite lamellae (Fig. 6b).

Quartz commonly occurs as aggregates of round-shaped or anhedral grains. Wavy extinction and large subgrains with chessboard patterns are common. According to Peternell et al. (2010), the c-axis crystallographic preferred orientations of igneous quartz form small maxima close to the lineation, indicating high temperature c-slip. As in the Rio Pequeno Granite, a weak subsolidus deformation is indicated by the occurrence of chessboard subgrain patterns in coarse igneous quartz. Prismatic polygonization and small-scale grain boundary suturing and grain-boundary migration recrystallization ($\sim 200 \mu\text{m}$) occur locally. Both features are interpreted as the result of weak greenschist facies overprint.

Brownish to dark green *biotite* is the only mafic phase and occurs mainly as fine-grained clots of sparse distribution (Fig. 6c). Its abundance is variable, but commonly in the 5–8 vol.% range. When altered, it is commonly associated with opaque minerals, anhedral titanite, chlorite and also very fine grained muscovite (Ms2). *Muscovite* (Ms1) occurs as crystals of the same size of biotite (Fig. 6d); both micas define the weak SMG foliation.

SMG micro- and macro structures are similar to those shown by RPG. Accordingly, they were interpreted as magmatic, in agreement with the previous interpretation of Peternell et al. (2010).

5. Analytical procedures

Major and trace element whole-rock analyses were obtained at the Laboratório de Química e ICP, Universidade de São Paulo, Brazil. Representative samples of the rocks were first crushed in

a hydraulic press to granule size and was then quartered; a $\sim 100 \text{ g}$ fraction was then powdered to <200 mesh in a planetary type agate mill. Major elements were obtained in fused discs and trace elements in pressed pellets by XRF following the methods described by Mori et al. (1999). Additional trace elements present in low ($<100 \text{ ppm}$) concentration, including the REE, were obtained by ICPMS after dissolution of 40 mg of sample by acid attack ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) in Parr bombs for 5 days at 200°C (see Navarro et al., 2008 for further details).

Rb–Sr and Sm–Nd isotope analyses were obtained at Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepegeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. The same powders used for whole-rock elemental analyses were taken into solution by acid digestion, and the elements of interest were separated in ion-exchange columns following the procedures described in Sato et al. (1995). No spikes were added; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios were calculated from whole-rock analyses obtained by XRF (Rb and Sr) and ICP-MS (Sm and Nd). The isotope analyses were done by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) in a VG354 spectrometer equipped with a single Faraday detector.

Pb isotope ratio analyses of K-feldspar crystals were obtained by using a Nu Plasma multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-MC-ICP-MS), interfaced with a New Wave UP213 laser ablation system at the Radiogenic Isotopic Facility (RIF), University of Alberta, Canada. Data were obtained on 200 to $250 \mu\text{m}$ -thick polished sections in raster mode; each analysis corresponds to a $160 \times 800 \mu\text{m}$ raster area. Crystal cores and rims were analyzed, ensuring that altered or cracked areas and mineral inclusions were avoided. Replicate analyses of the standard NIST 612 were used to estimate the precision and accuracy of the laser ablation using the same protocol as the samples. A Ti solution was simultaneously aspirated during ablation to correct for mass bias of

Table 1

Major and trace element for granites and associated rocks from the Camboriú region. Oxides in wt% and trace elements in ppm.

Rio Pequeno granite												
Sample	PCA-23B	PCA-32A	PCA-34A	PCA-37A	PCA-48A	PCA-50A	PCA-57A	PMP-08A	PMP-10A	PMP-14B	PMP-18A	AM-173
SiO ₂	69.35	63.74	65.14	72.38	75.03	70.51	69.61	70.81	69.77	71.38	71.00	71.68
Al ₂ O ₃	14.53	15.05	14.85	13.47	12.21	13.80	13.96	13.65	13.82	13.22	13.57	13.90
FeO _t	2.85	6.60	4.95	2.87	1.87	3.44	3.33	3.10	3.71	2.97	3.47	3.19
MnO	0.04	0.11	0.08	0.04	0.03	0.07	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05
MgO	0.73	1.19	1.34	0.45	0.19	0.59	0.54	0.48	0.62	0.44	0.57	0.54
CaO	1.86	2.39	2.66	1.40	0.89	1.60	1.61	1.57	1.73	1.43	1.63	1.58
Na ₂ O	3.18	3.30	3.56	3.00	2.76	3.29	3.24	3.10	3.30	3.17	2.85	3.26
K ₂ O	5.23	4.66	4.60	5.14	5.33	4.77	5.45	5.29	4.98	5.09	5.18	5.12
TiO ₂	0.51	0.93	0.76	0.42	0.22	0.51	0.47	0.44	0.54	0.39	0.52	0.46
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.24	0.12	0.03	0.17	0.16	0.13	0.20	0.11	0.17	0.18
LO.I.	0.62	0.73	0.58	0.52	0.41	0.74	0.72	0.59	0.59	0.75	0.38	0.64
Total	99.07	99.00	98.77	99.81	98.97	99.48	99.13	99.22	99.32	98.99	99.39	100.60
Ba	1469	1200	1232	861	318	866	986	837	822	710	921	840
Rb	165	161	150	146	149	181	177	187	189	179	162	194
Sr	433	247	356	196	91	196	212	196	199	172	211	186
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
Ga	20	23	21	21	18	22	23	22	22	22	21	24
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
Nb	11	36	18	11	12	27	27	28	30	22	27	21
Zr	327	506	357	277	187	322	324	319	340	302	346	343
Y	7	33	24	16	13	44	41	37	39	35	44	26
Th	31	22	32	28	30	27	20	29	38	28	20	33
U	9	6	5	11	13	10	11	11	9	11	10	2
V	31	63	44	22	—	31	29	32	24	20	41	29
Co	6	14	10	—	—	—	—	—	—	3	6	5
Cr	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	0
Ni	6	8	10	—	—	—	—	—	—	—	—	0
La	113	98	119	119	122	112	85	115	116	—	113	121
Ce	139	142	159	146	157	147	133	157	156	—	139	231
Nd	48	69	67	68	72	71	64	74	78	—	67	75
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11.40
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.45
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9.00
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.20
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.90
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.00
Er	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.90
Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.30
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.31

Rio Pequeno granite												
Sample	PCA-25A	PCA-31A	PCA-51A	PMP-07A	PMP-22A	PMP-32A	PMP-43A	PMP-51A	PMP-53A	PMP-07B	PMP-07C	PMP-09A
SiO ₂	71.70	70.41	65.35	70.10	70.91	69.49	70.06	70.63	63.75	65.38	55.22	69.86
Al ₂ O ₃	13.10	13.95	16.30	13.77	13.54	14.04	14.02	13.83	15.84	14.67	14.34	11.99
FeO _t	5.11	3.38	4.47	3.67	3.08	3.60	2.82	3.36	5.30	6.03	11.65	6.28
MnO	0.05	0.06	0.09	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.09	0.10	0.18	0.12
MgO	0.19	0.56	0.77	0.56	0.46	0.62	0.52	0.55	0.82	1.60	2.45	1.00
CaO	1.14	1.64	2.44	1.72	1.46	1.77	1.57	1.66	2.59	2.79	4.86	2.22
Na ₂ O	2.96	3.01	3.63	3.20	3.10	3.21	3.18	3.06	4.02	3.18	2.99	3.05
K ₂ O	5.22	5.34	4.57	4.84	5.31	5.13	5.49	5.09	5.11	3.39	3.17	2.70
TiO ₂	0.23	0.51	0.60	0.52	0.43	0.56	0.38	0.44	0.78	0.96	0.23	0.94
P ₂ O ₅	0.06	0.19	0.21	0.16	0.14	0.17	0.12	0.17	0.24	0.33	0.88	0.35
LO.I.	0.32	0.49	0.81	0.68	0.74	0.52	0.69	0.47	0.56	0.82	0.87	0.77
Total	100.10	99.54	99.24	99.28	99.21	99.16	98.88	99.31	99.10	99.24	98.88	99.27
Ba	811	1040	1417	1147	1088	888	1095	994	1436	1269	1632	398
Rb	158	186	177	163	188	207	195	160	143	127	68	153
Sr	144	204	254	200	185	203	219	216	299	263	416	145
Cs	5	4	11	6	3	4	2	3	4	3	2	6
Ga	23	24	23	22	22	22	20	21	26	22	23	22
Ta	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	7	8	11	8	8	8	10	8	12	8	13	12
Nb	16	19	28	27	28	24	29	23	31	27	54	24
Zr	255	327	491	332	303	305	288	286	572	334	606	493
Y	21	26	26	31	34	28	48	21	31	22	56	40
Th	21	17	45	24	26	29	22	27	7	16	7	17
U	2	2	5	4	3	4	2	2	3	2	1	2
V	9	24	—	—	—	32	21	27	50	—	—	—
Co	3	5	—	—	—	6	—	8	10	—	—	—
Cr	0	0	6	6	6	—	—	—	—	13	26	11
Ni	0	0	—	—	—	—	—	—	—	15	—	—
La	141	100	178	128	115	96	110	164	50	80	108	115

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Rio Pequeno granite										Mafic dykes coeval to the RPG		
Sample	PCA-25A	PCA-31A	PCA-51A	PMP-07A	PMP-22A	PMP-32A	PMP-43A	PMP-51A	PMP-53A	PMP-07B	PMP-07C	PMP-09A
Ce	246	181	298	212	186	170	196	295	107	136	190	189
Nd	85	63	109	76	69	59	69	89	42	50	88	72
Sm	11.60	10.60	16.00	12.20	12.50	9.49	12.80	11.90	7.99	8.04	16.60	14.00
Eu	1.52	1.57	2.41	1.69	1.43	1.70	1.59	1.81	2.05	1.93	3.88	1.24
Gd	6.90	7.90	10.90	8.89	9.88	7.11	11.30	7.56	6.55	6.18	13.50	12.10
Tb	1.00	1.30	1.24	1.18	1.43	1.00	1.73	0.88	0.97	0.80	1.96	1.87
Dy	5.10	6.70	5.68	6.13	7.45	5.44	9.72	4.34	5.49	4.12	10.80	10.00
Ho	0.90	1.20	0.96	1.13	1.35	1.04	1.87	0.75	1.08	0.77	2.05	1.75
Er	2.50	3.00	2.33	3.01	3.39	2.80	4.86	2.08	2.89	2.03	5.44	4.02
Yb	2.00	1.90	1.94	2.70	2.65	2.45	3.79	1.40	2.64	1.67	4.70	2.50
Lu	0.28	0.25	0.29	0.40	0.38	0.35	0.52	0.20	0.39	0.23	0.69	0.35
Serra dos Macacos granite												
Sample	PCA-29A	PCA-38A	PCA-13A	PMP-14A	PMP-17A	PMP-20A	PCA-30A	PMP-12A	PMP-21A			
SiO ₂	72.81	71.79	73.22	72.66	73.79	72.00	72.49	73.28	72.61			
Al ₂ O ₃	13.70	14.08	13.79	14.04	13.63	13.89	13.71	13.81	13.76			
FeO _t	1.65	1.99	1.59	1.68	1.33	2.02	1.76	1.51	1.80			
MnO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04			
MgO	0.42	0.45	0.31	0.33	0.25	0.40	0.36	0.29	0.35			
CaO	1.46	1.51	1.32	1.35	1.18	1.33	1.17	1.31	1.33			
Na ₂ O	3.48	3.39	3.47	3.47	3.53	3.09	3.24	3.48	3.36			
K ₂ O	4.49	5.01	4.68	4.72	4.71	5.36	5.13	4.66	4.97			
TiO ₂	0.20	0.24	0.18	0.21	0.15	0.26	0.20	0.17	0.22			
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.09	0.06	0.05	0.06			
LO.I.	0.61	0.64	0.66	0.74	0.44	0.89	0.78	0.70	0.83			
Total	98.91	99.19	99.31	99.29	99.09	99.36	98.94	99.30	99.29			
Ba	1367	1721	1427	1320	1075	769	1285	1628	1495			
Rb	156	140	158	167	162	230	164	167	181			
Sr	326	329	251	242	206	204	233	233	230			
Cs	—	—	—	—	—	—	2	4	19			
Ga	18	17	18	18	19	19	18	19	19			
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Hf	—	—	—	—	—	—	5	5	5			
Nb	18	10	20	20	22	17	16	20	18			
Zr	156	192	161	177	131	212	169	155	179			
Y	20	11	26	45	24	27	68	18	21			
Th	21	23	19	20	17	20	28	15	27			
U	9	10	10	10	11	12	2	2	3			
V	16	14	21	19	8	18	—	—	—			
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
La	72	87	59	68	40	57	111	50	90			
Ce	87	113	78	77	62	81	132	87	137			
Nd	34	50	28	30	18	31	47	26	43			
Sm	—	—	—	—	—	—	7.76	4.27	6.71			
Eu	—	—	—	—	—	—	1.41	0.77	0.92			
Gd	—	—	—	—	—	—	8.89	3.53	5.14			
Tb	—	—	—	—	—	—	1.32	0.51	0.69			
Dy	—	—	—	—	—	—	8.01	2.89	3.64			
Ho	—	—	—	—	—	—	1.82	0.57	0.71			
Er	—	—	—	—	—	—	5.54	1.69	1.99			
Yb	—	—	—	—	—	—	5.66	1.73	2.05			
Lu	—	—	—	—	—	—	0.93	0.26	0.31			

Major elements, Ba, Sr, Rb and Zr results by RX Fluorescence; other trace elements and REE by ICPMS.

Pb isotope ratios. Total Pb signal intensities for the analyses varied from 0.4 to 1.2 V. The measured Pb isotope ratios show associated 1σ uncertainties that are below the total isotopic variation recorded in individual crystals.

6. Elemental geochemistry

6.1. Major and trace elements

Thirty-four samples were selected to represent different compositional and textural varieties of granites and associated mafic rocks; the results are presented in Table 1.

Both RPG and SMG are mostly slightly peraluminous, with A/CNK values in the 1.0–1.1 range; few samples from RPG are

metaluminous (Fig. 7). The least differentiated synplutonic dyke associated with RPG is metaluminous; A/CNK increases in the more differentiated dykes. Remarkably, A/CNK values of the synplutonic dykes are systematically higher than the coeval RPG samples.

RPG has a large compositional range (63–73 wt% SiO₂) as compared to SMG (70–74 wt% SiO₂), and may be divided into two groups, a more mafic with 63–65 wt% SiO₂ and the typical with 69–73 wt% SiO₂.

RPG samples show well-defined negative correlations between SiO₂ and Al₂O₃, CaO, FeO_t, MgO, Na₂O, TiO₂ and P₂O₅ (Fig. 8). Trace-elements have more scattered patterns, but a compatible behavior can be identified for Ba, Sr and Zr, whereas Rb is slightly less abundant in the more mafic group (Fig. 9).

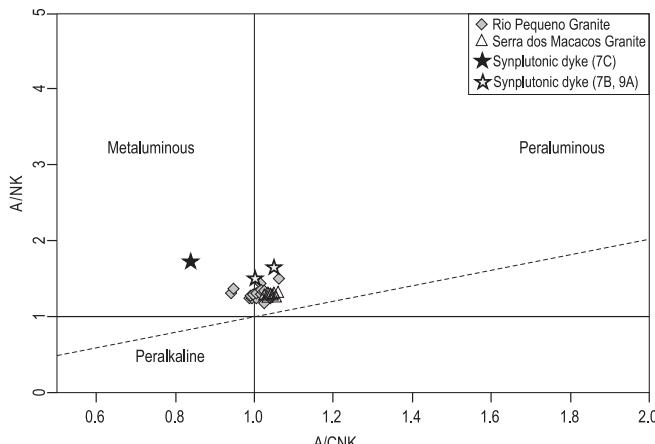


Fig. 7. A/NK vs A/CNK diagram showing the slightly metaluminous to peraluminous character of RPG and the slightly peraluminous character of t SMG. Modified from Maniar and Piccoli (1989).

The alkali contents are high in both granite groups, with average $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ of 8–8.5 wt %. The synplutonic dykes also have high alkali contents (5.5–6.5 wt%) and show high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (0.9–1.1). Some major and trace elements make it clear that SMG samples constitute a distinctive group, not related to RPG by simple fractionation processes. SMG samples show lower FeO_t , TiO_2 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ and Zr than the most felsic RPG, which overlap their restricted SiO_2 range; remarkably, they are also characterized by higher Al_2O_3 , Na_2O , Ba and Sr (Figs. 8 and 9).

Rb/Sr ratios follow poorly-defined trends for both granites, especially for RPG, where a group of samples has low Rb but variable Sr contents.

Although geochemical data for RPG synplutonic dykes are scarce, some important considerations can be traced. These rocks present a broad compositional interval; the least differentiated sample has 55 wt% SiO_2 , the intermediate has 65 wt% SiO_2 (Fig. 3b) and the most evolved has 70 wt% SiO_2 (Fig. 3c). K_2O contents of the synplutonic dykes are significantly lower than those of the associated RPG (~3.2 wt%), and appear to be independent of SiO_2 .

The two least evolved samples come from the same outcrop and are hosted by a granite that is part of the main RPG group (Fig. 3b). The intermediate dyke overlaps in most variation diagrams with the more mafic RPG group (Figs. 8 and 9). It should be noticed that the most evolved synplutonic dyke with monzogranitic composition comes from a different outcrop (Fig. 3c), and deviates from the RPG geochemical trends for several major and trace elements.

Zircon crystallization temperatures obtained from the solubility curves of Watson and Harrison (1983) indicate values around 800–830 °C for RPG and between 770 °C and 800 °C for SMG. The wide temperature interval obtained for the granites reflects their compositional variation, as Zr contents decrease with increasing differentiation.

6.2. Rare earth elements

Chondrite-normalized REE patterns of RPG samples (Fig. 10a) are fractionated (average $(\text{La}/\text{Yb})_N = 26$ –35; a few higher values of ~70) with negative Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.5$). SMG samples show slightly less fractionated patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 18$ –29), mostly as a result of the unfractionated HREE patterns ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.3$ –2). Negative Eu anomalies are moderate ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.5$ –0.6; Fig. 10b).

The least differentiated dyke sample has the least fractionated REE pattern ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 15$; slightly negative Eu anomaly, $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.84$). The other more silica-rich dykes show REE patterns

with fractionation similar to the RPG granites ($\text{La}/\text{Yb}_N = 31$ –32); they differ from each other in terms of Eu anomaly, which is deep in the more felsic sample PMP-09 ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.29$) and subtle in sample PMP-07B (0.79) (Fig. 10c).

6.3. Classification

According to the criteria suggested by Frost et al. (2001), all the studied granitic rocks are ferroan and occupy the field of A-type granites (Fig. 11a); in fact, the high $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ values of ca. 0.9 shown by RPG samples are similar to those typical of granites of alkaline affinity or A-type granitoids (Whalen et al., 1987). SMG samples are slightly more oxidized as indicated by their slightly lower $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ ratios (~0.8). In the $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 diagram (Fig. 11b), all granites plot in the field of overlapping between calc-alkaline and oxidized A-type granites of Dall'Agnol and Oliveira (2007). It is noteworthy that the most differentiated dykes also plot as oxidized A-types; the least differentiated dyke has an intermediate composition (55.2 wt% SiO_2), and its relatively low Al_2O_3 and high $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ is consistent with a tholeiitic affinity.

Ga/Al ratios were used by Whalen et al. (1987) to identify A-type granites; values of $10,000^* \text{Ga}/\text{Al}$ around 2.6 for SMG plot close to the limits of the A-type granite field whilst values shown by RPG (2.6–4) are more clearly within the A-type field (Fig. 11c–f).

In the Rb vs $(\text{Y} + \text{Nb})$ discrimination diagram (Pearce, 1996) (Fig. 12a) the studied granites plot entirely in the post-collisional field; the RPG samples have slightly higher $\text{Y} + \text{Nb}$ relative to SMG, and therefore show a slight tendency to deviate to the within-plate field. A similar tendency is seen in the Rb – Hf – Nb diagram of Harris et al. (1986) (Fig. 12b).

7. Isotope geochemistry

Whole-rock Sr and Nd isotope ratios were calculated at the magmatic crystallization ages obtained by Florisbal et al. (in press-a) for RPG and synplutonic dykes (620 Ma) and for SMG (610 Ma) (Table 2 and Fig. 14). The results of Pb isotopic ratios obtained in K-feldspar by LA-MC-ICPMS are presented in Table 3.

RPG $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ ratios vary from 0.7079 to 0.7114, and show no clear correlation with SiO_2 ; the least differentiated sample PCA-51A has the highest $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$, and a widespread (0.7079–0.7110) is observed within the main group. The least differentiated dyke has lower $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ relative to its host, which belongs to the main RPG group (0.7083 vs 0.7096). The silica-rich dyke has a more radiogenic signature which is within the range of the main RPG group. The two SMG samples have similar $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ (0.7083–0.7087), which is lower than in most RPG samples.

εNd_t values are relatively homogeneous within each granite group (Fig. 13). RPG shows εNd_t from –12 to –15, the same range of the synplutonic dykes. SMG samples have remarkably more negative values (–23 to –24), indicating that they cannot be derived from the same source of RPG or be related to it by closed-system crystal fractionation processes.

Sm–Nd model ages (TDM) were calculated using the model of De Paolo (1981). RPG and synplutonic dykes have similar Sm–Nd TDM, varying from 1.8 to 2.3 Ga; in spite of their less negative εNd_t , the two dykes yield the oldest TDM, which results from their higher Sm/Nd ratios (Fig. 14). SMG samples yield Archean TDM (2.5–2.7 Ga), confirming that they must derive from older sources, as indicated by their strongly negative εNd_t (Fig. 14).

Also plotted in Fig. 13 are the Sr and Nd isotope ratios (calculated at RPG and SMG crystallization ages) of migmatites and associated granites from the Camboriú Complex (Lopes, 2008). Clearly, CC is

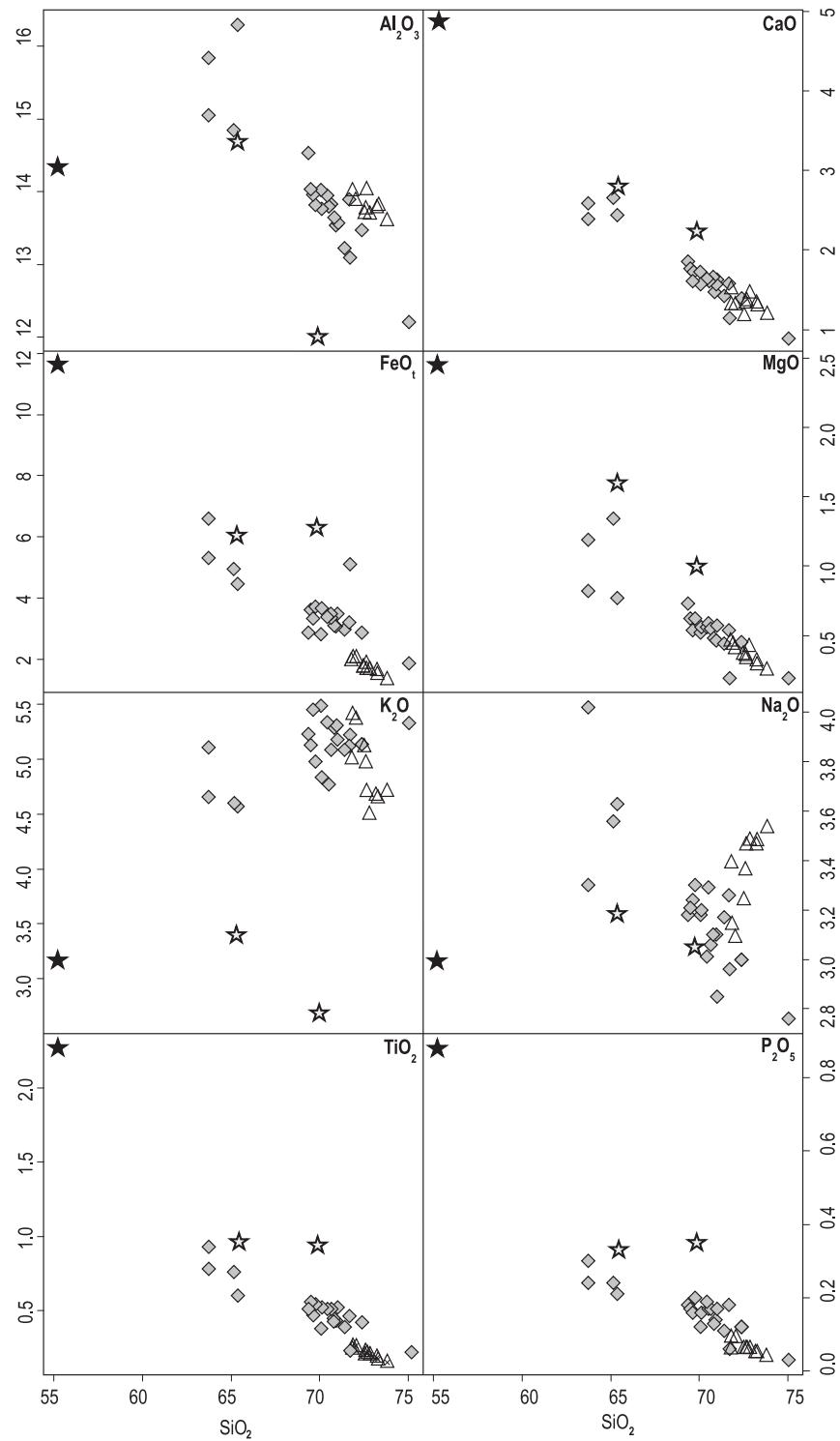


Fig. 8. Binary variation diagrams for major elements in granitic rocks from the Camboriú region using SiO_2 as differentiation index. Symbols as in Fig. 7

a heterogeneous unit in terms of Sr and Nd isotopes, and the two types of nesosome–leucosome pairs overlap with the studied granites: the more abundant type-1 pairs have signatures similar to SMG, while type-2 pairs overlap with the RPG. On the other hand, the monzogranites from the CC outcrop studied by Lopes (2008) have initial Sr isotope signatures that are more radiogenic than RPG and SMG ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)} = 0.715\text{--}0.725$), although their εNd_t are also bimodal, and cover the same intervals as the two types of migmatites (Fig. 13).

Sr–Nd isotope data presented by Basei et al. (2011) for regional granites are plotted in Fig. 13 for comparison. The Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites are compared to the regional granite suites referred to as Valsungana (porphyritic granites) and Nova Trento (equigranular granites). Sr–Nd signatures of regional granites are very heterogeneous, but it can be noticed that the Sr–Nd isotopic signature of RPG overlaps part of the Valsungana Suite, except for a group of samples with higher $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$. SMG samples overlap one group of the Nova Trento Suite, which in fact

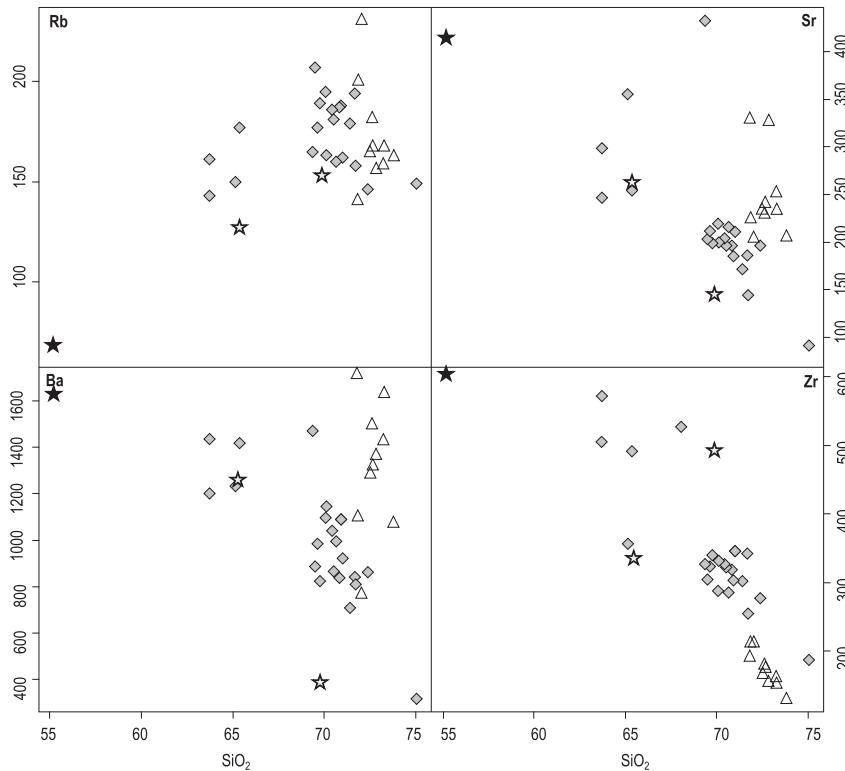


Fig. 9. Binary variation diagrams for selected trace elements in granitic rocks from the Camboriú region using SiO_2 as differentiation index. Symbols as in Fig. 7

corresponds to the few samples that were collected from the same region, referred to as Serra dos Macacos Granite by Basei et al. (2011). The remaining samples grouped in the Nova Trento suite of Basei et al. (2011) are very different, with less negative εNd_t (−10 to −12) and slightly higher $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ and clearly cannot be related to the same sources.

The K-feldspar Pb–Pb isotope ratios measured by LA-MC-ICPMS in both granite types show distinctly unradiogenic signatures (e.g., RPG and associated dykes: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.5\text{--}16.8$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4\text{--}15.5$; SMG: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.0\text{--}16.3$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.3\text{--}15.4$), consistent with significant contribution from old, U-depleted, lower-crust sources (Fig. 15). No intra-suite variations are discernible, but the SMG sample, although with large associated errors and some scattering probably related to incorporation of tiny mineral inclusions, is clearly more unradiogenic, and can be distinguished from RPG by its higher $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios, approaching the model lower-crust evolution curve (Fig. 15), indicative of sources with higher time-integrated Th/U ratios.

The strongly negative εNd_t signatures, with corresponding Archean TDM ages, combined with unradiogenic Pb isotopic signatures consistently point to a dominant contribution from old crust to the SMG magmas. On the other hand, RPG and associated synplutonic dykes show a different Sr–Nd–Pb isotopic signature, indicative of more important contributions from younger crustal sources or to some juvenile contribution, as discussed below.

8. Petrogenesis

8.1. Genesis and evolution of RPG: potential sources and interaction with mafic magmas

The Rio Pequeno Granite is dominated by relatively mafic-rich granites whose high color index (8–12) and total (Fe + Mg + Ti) and low SiO_2 (63–73 wt%) differ from the compositions expected from pure crustally derived melts (e.g., Patiño-Douce, 1999). These

features would be consistent with some contribution from mantle-derived magmas, what is reinforced by the occurrence of mafic microgranular enclaves and coeval dykes of intermediate composition (55–60 wt% SiO_2). The contemporaneous character and interaction between the synplutonic dykes and RPG in the magmatic stage are suggestive of some genetic link.

The isotopic signatures of RPG, as the low to moderate $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ ratios (0.7079–0.7114), the negative εNd_t (−12 to −14) and the unradiogenic Pb isotopic signatures point to an important contribution from old lower crust. Another important constraint on the sources of RPG is given by the zircon inheritances identified by LA-MC-ICPMS in the granite and its synplutonic dyke. These are dominantly Neoproterozoic (660 and 730 Ma), with few Mesoproterozoic (ca. 1.6 Ga) ages, and apparently no Paleoproterozoic or Archean contribution (Florisbal et al., in press-a).

Melting of BMC metasedimentary rocks can be ruled out on the basis of their isotope signature; also, the dominantly pelitic nature of these rocks is expected to yield strongly peraluminous melts, which is not the case for RPG. The overlap in Sr and Nd isotope signature could indicate the type-2 CC migmatites (biotite granodioritic to monzogranitic orthogneisses) as potential sources for RPG. However, the significance of these migmatitic rocks with post-Paleoproterozoic Sm–Nd TDM within CC is still unclear, and they seem too felsic to be a source at least for the less differentiated RPG.

Typical RPG granites are fractionated (69–74 wt% SiO_2), and define compositional trends in Harker-type diagrams that are aligned with a more primitive group with 63–65 wt% SiO_2 . These trends are consistent with processes of mineral–melt fractionation involving early-formed phases typical of granitic magmas (e.g., plagioclase, Fe–Mg mafic minerals, Fe–Ti oxides, apatite); therefore, on the basis of elemental geochemistry only, crystal fractionation could be invoked as a viable mechanism to explain the observed compositional variation. From volume considerations, the hypothesis that the more primitive group represents the composition of magmas from which the “typical” RPG derived by crystal

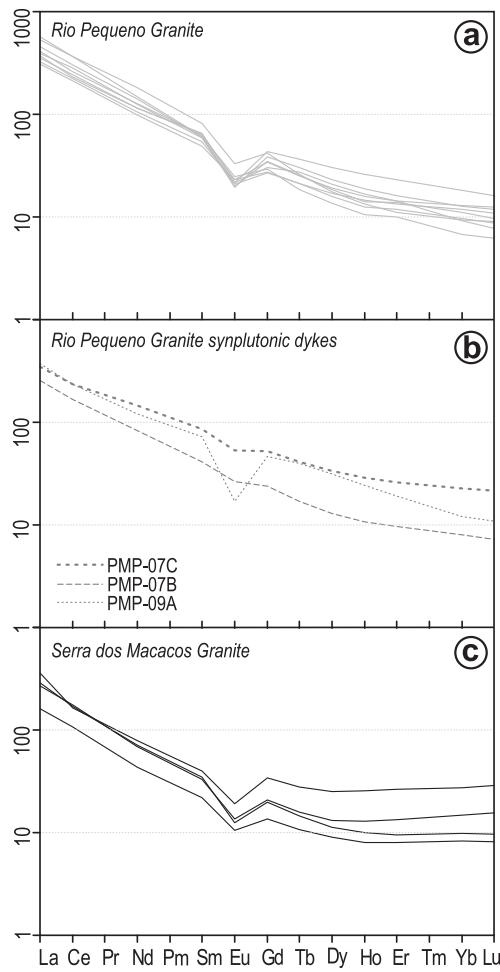


Fig. 10. Chondrite normalized REE patterns (Boynton, 1984) for granitic rocks from the Camboriú region. (a) RPG, (b) RPG synplutonic dykes and (c) SMG.

fractionation seems unlikely. The observed dispersion shown by these more mafic granites for such key elements as Al_2O_3 , MgO , K_2O , Na_2O , Rb , Sr and Ba seems more consistent with these rocks bearing a significant cumulative component. In any event, the important radiogenic isotope variation shown by RPG rules out models involving a single source, and suggests that open-system processes, such as contamination and/or magma mixing, should have been operative in the evolution of these magmas.

The presence of “juvenile” mafic rocks coeval to RPG is suggested by scattered mafic to intermediate synplutonic dykes and mafic enclaves. Mantle-derived melts could therefore have been a source of heat, and potentially also of material, to the RPG magmatism. The more primitive synplutonic dyke (PMP-07C; Fig. 3b) has Sr-Nd-Pb isotopic signatures and also zircon inheritance (Florisbal et al., in press-a) identical to RPG, which suggestive of a genetic connection. A dyke of intermediate composition from the same outcrop (PMP-07B; Fig. 3b) behaves chemically as a product of mixing between the more primitive dyke and the host granite, and is compositionally similar to the more primitive group of RPG with equivalent silica content (63–65 wt% SiO_2). Since this intermediate dyke shows several meso- and microscale features pointing to interaction in the liquid state with the RPG host, it seems possible that the more mafic RPG group can equally have been produced by interaction between the most evolved granites and mafic, mantle-derived magmas. In fact, some petrographic features compatible with mixing can be found in most RPG varieties; they

include blade biotite and occasional cellular plagioclase; feldspar megacrysts mantled by mafic minerals are common in the synplutonic dykes.

The above features, together with the observed geochemical and isotopic heterogeneities suggest that RPG can bear some mantle contribution, even if of minor volume. We point out, however, that even the most primitive mafic dykes show evidence of substantial interaction with crustal sources, resulting in isotope signatures and zircon inheritance patterns that are undistinguishable from the evolved RPG.

8.2. Genesis and evolution of SMG: melting of Camboriú Complex rocks?

SMG appears to correspond to pure crustal melts (e.g., SiO_2 contents ~ 73 –74 wt%, slightly peraluminous, with primary biotite + muscovite; strongly negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$). Its geochemical and isotopic characteristics point to old crustal sources more close to the lower crust, like low U/Th ratios, low $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{(i)}}$, strongly negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$, and unradiogenic Pb isotopic signatures. The abundance of Archean (3.4–2.9 Ga) and Paleoproterozoic (2.1–1.8 Ga) inherited zircon cores (Florisbal et al., in press-a) is also in agreement with an old source. Taking all these features into account, the overlap with the Sr-Nd isotope signature of the nesosome and leucosome type-1 from the Camboriú Complex is indicative that rocks of similar age and isotope signature are likely candidates to be the source of SMG.

Basei et al. (2010) reported abundant Archean inheritance (3.3–2.7 Ga) and an important Neoproterozoic migmatization event (630–590 Ma) in the Camboriú Complex (for the age of migmatization, see also Silva et al., 2005). The generation of SMG by melting of the CC gneisses seems, therefore a reasonable interpretation; we notice, however that, in spite of the strong geochronological and isotope connections, the exact nature of the source of SMG still needs to be elucidated, since its K-rich nature seems inconsistent with a tonalitic source, and the CC is as yet poorly known.

Some remarkable differences between RPG and SMG such as the higher Th/U ratio and more negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$ in SMG suggest that RPG carries a different crustal component, probably also from lower crust, but with shorter residence time. This is reinforced by the distinctive inheritance ages reported by Florisbal et al. (in press-a), which show abundant Archean to Paleoproterozoic inherited zircon cores in SMG and only scarce Mesoproterozoic (1.6 Ga) inheritance in RPG and associated synplutonic dykes. These features strongly suggest that these two granite types did not share a common crustal source.

Compared to SMG, RPG has similar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{i}}$ and less negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$, which is in agreement with the behavior identified in equivalent granites in a regional scale (Basei et al., 2011; cf. Fig. 13). To admit that a depleted, old source similar to that which generated SMG contributed to the generation of RPG would require mixing with a much less negative component (juvenile) which was not identified. Moreover, this would require an explanation for the absence of the older Paleoproterozoic and Archean inheritance found in SMG. An appealing explanation for this would be that higher-temperature melting to generate RPG resulted in zircon dissolution; however, the presence of a Mesoproterozoic (~ 1.6 Ga) inheritance that is not seen in SMG is difficult to reconcile with this hypothesis, and again favours a separate crustal source.

9. Tectonic setting of the early post-collisional granitic magmatism in the Camboriú region

Compositional features of both studied granite groups are ambiguous to define their typology and tectonic setting. The high

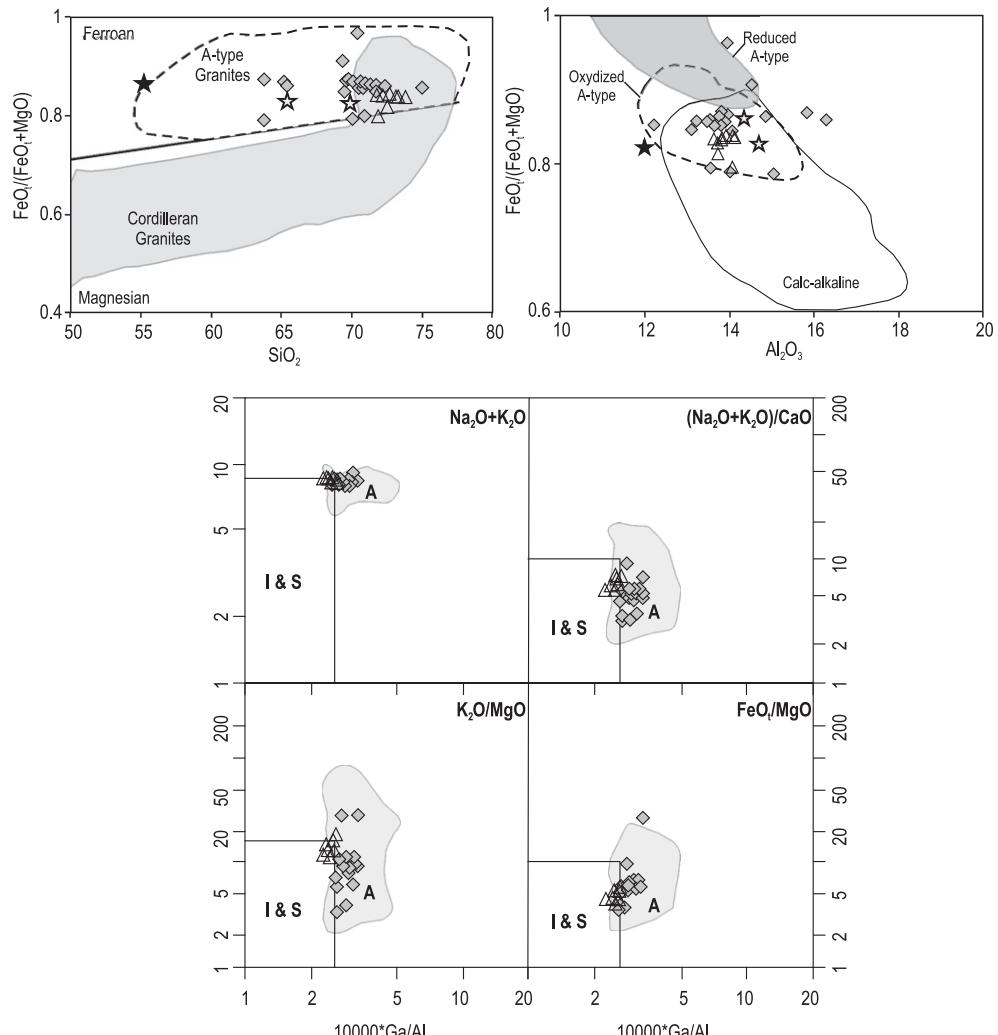


Fig. 11. Classification diagrams for granitic rocks from the Camboriú region: (a) whole rock $\text{FeO}/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs SiO_2 diagram showing composition of representative A-type granites compared with calc-alkaline granites according to the criteria presented by Frost et al. (2001) and Dall'Agnol and Oliveira (2007); (b) whole rock $\text{FeO}/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs Al_2O_3 diagram showing the composition of reduced and oxidized A-type granites compared with calc-alkaline granites (fields from Dall'Agnol and Oliveira (2007)); (c) 1000^*Ga/Al vs major elements diagrams for discrimination of A-type granites from Whalen et al. (1987). Symbols as in Fig. 7.

$\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ and some trace-element features, particularly in RPG, are comparable to those of A-type granites, even though their high CaO contents seem to be inconsistent with this, and more characteristic of high-K calc-alkaline series.

The resemblance with A-type composition probably is mostly a reflection of melting under low $a(\text{H}_2\text{O})$, the single main feature which is agreed by most authors to respond for the chemical behavior of these granites (Whalen et al., 1987; Skjerlie and

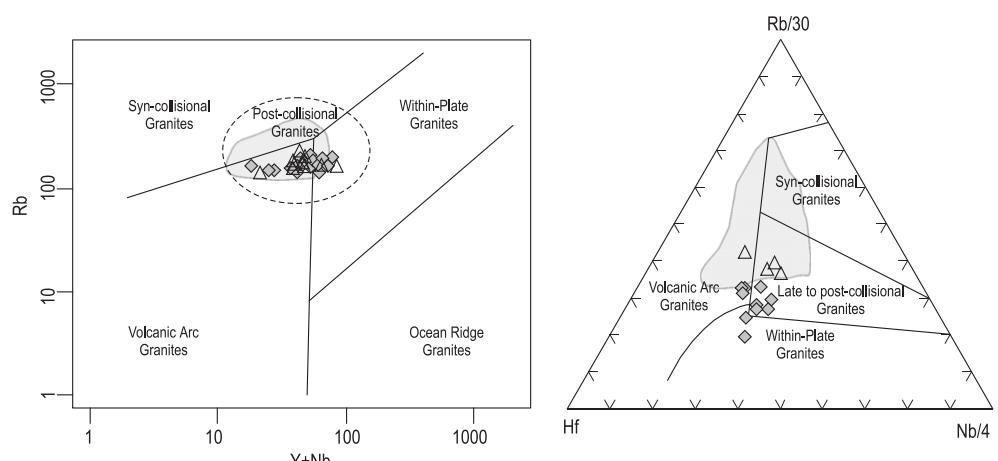


Fig. 12. Trace-element discriminant diagrams of Pearce (1996) and Harris et al. (1986) for granitic rocks from the Camboriú region. Symbols as in Fig. 7.

Table 2

Sr and Nd isotopic data for granites and associated rocks from the Camboriú region.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{t}(t)}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t=0)}$	SE	$\epsilon\text{Nd (t)}$	T DM (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$
<i>Rio Pequeno Granite</i>														
PMP-07A	168	199	2.443	0.730832	4.86E-05	0.70958	12.0	76.0	0.096	0.51150	1.30E-05	-14.42	1.98	0.51111
PCB-51A	204	255	2.315	0.731487	5.13E-05	0.71135	16.0	109.0	0.089	0.51159	1.30E-05	-11.99	1.78	0.51124
PMP-43A	195	219	2.576	0.730693	7.71E-05	0.70791	12.8	69.0	0.113	0.511501	1.23E-05	-15.55	2.28	0.51104
PMP-51A	160	216	2.143	0.729696	6.43E-05	0.71074	11.9	89.0	0.081	0.511421	1.33E-05	-14.62	1.86	0.51109
<i>Synplutonic mafic dykes</i>														
PMP-07C	72	411	0.507	0.712722	5.22E-05	0.70831	17.0	88.0	0.117	0.51169	1.40E-05	-12.13	2.10	0.51122
PMP-09A	153	145	3.053	0.737280	2.01E-05	0.71028	14.0	72.0	0.118	0.511534	8.98E-06	-15.34	2.35	0.51105
<i>Serra dos Macacos Granite</i>														
PMP-21A	188	190	2.863	0.728589	4.50E-05	0.70874	7.0	43.0	0.099	0.51099	1.10E-05	-24.26	2.65	0.51060
PMP-46A	200	224	2.583	0.731185	2.83E-05	0.70834	6.4	41.0	0.095	0.511025	4.33E-05	-23.46	2.54	0.51064

Sm–Nd T DM calculated according to De Paolo (1981).

Table 3

K-feldspar Pb–Pb isotope data by LA-MC-ICPMS for granites and associated rocks from the Camboriú region (c = core; r = rim and i = intermediate zone).

Sample	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
<i>Rio Pequeno Granite more mafic Group</i>						
PMP-43A2 – r	16.520	0.004	15.434	0.005	37.162	0.011
PMP-43A2 – c	16.499	0.010	15.406	0.010	37.121	0.023
PMP-43A2 – r	16.514	0.005	15.421	0.006	37.136	0.013
PMP-43A2 – c	16.607	0.008	15.510	0.009	37.362	0.020
PMP-43A2 – r	16.519	0.010	15.407	0.010	37.114	0.022
PMP-43A2 – c	16.575	0.011	15.430	0.009	37.203	0.021
PCA-51A – c	16.696	0.005	15.467	0.004	37.284	0.010
PCA-51A – c	16.661	0.006	15.444	0.006	37.225	0.014
PCA-51A – i	16.683	0.005	15.455	0.005	37.253	0.011
PCA-51A – r	16.753	0.027	15.461	0.026	37.324	0.060
PCA-51A – c	16.632	0.004	15.437	0.005	37.202	0.009
PCA-51A – r	16.663	0.004	15.462	0.005	37.267	0.011
<i>Rio Pequeno Granite typical Group</i>						
PMP-51A – r	16.789	0.005	15.489	0.004	37.326	0.011
PMP-51A – c	16.728	0.013	15.404	0.006	37.134	0.012
PMP-51A – r	16.778	0.004	15.489	0.005	37.318	0.012
PMP-51A – c	16.771	0.003	15.486	0.004	37.309	0.008
PMP-51A – c	16.750	0.003	15.482	0.004	37.296	0.008
PMP-51A – r	16.737	0.004	15.448	0.005	37.228	0.010
PMP-07A – r	16.634	0.004	15.452	0.004	37.254	0.009
PMP-07A – c	16.661	0.011	15.430	0.005	37.208	0.011
PMP-07A – r	16.620	0.005	15.430	0.005	37.218	0.011
PMP-07A – c	16.746	0.025	15.540	0.028	37.457	0.058
PMP-07A – c	16.661	0.014	15.452	0.011	37.249	0.026
PMP-07A – r	16.605	0.005	15.427	0.005	37.197	0.012
<i>Synplutonic Dykes coeval to RPG Least differentiated</i>						
PMP-07C – c	16.792	0.006	15.454	0.009	37.293	0.028
PMP-07C – i	16.747	0.012	15.426	0.013	37.258	0.034
PMP-07C – r	16.837	0.010	15.487	0.012	37.411	0.031
PMP-07C – r	16.758	0.009	15.443	0.011	37.315	0.031
PMP-07C – c	16.704	0.007	15.328	0.009	36.943	0.027
PMP-07C – c	16.852	0.009	15.524	0.010	37.559	0.026
<i>Most differentiated</i>						
PMP-09A – r	16.529	0.037	15.250	0.036	36.848	0.085
PMP-09A – c	16.699	0.004	15.461	0.004	37.314	0.010
PMP-09A – r	16.656	0.021	15.416	0.014	37.234	0.038
PMP-09A – c	16.727	0.017	15.480	0.017	37.358	0.042
PMP-09A – r	16.811	0.020	15.564	0.017	37.563	0.045
PMP-09A – c	16.684	0.055	15.305	0.047	37.027	0.111
<i>Serra dos Macacos Granite</i>						
PMP-46A – c	16.147	0.015	15.324	0.007	37.347	0.083
PMP-46A – c	16.151	0.026	15.413	0.010	37.097	0.064
PMP-46A – r	16.410	0.097	15.406	0.016	37.168	0.080
PMP-46A – c	16.074	0.010	15.339	0.009	36.772	0.013
PMP-46A – r	16.320	0.029	15.258	0.026	38.265	0.080
PMP-46A – c	16.273	0.010	15.373	0.008	38.111	0.034
PMP-46A – c	16.428	0.039	15.273	0.028	38.692	0.164
PMP-46A – c	16.173	0.014	15.337	0.013	37.568	0.061
PMP-21A – r	16.623	0.094	15.530	0.031	37.500	0.090
PMP-21A – c	16.223	0.024	15.378	0.025	37.030	0.061
PMP-21A – c	16.128	0.009	15.414	0.010	36.824	0.028
PMP-21A – r	16.325	0.031	15.498	0.029	37.259	0.068

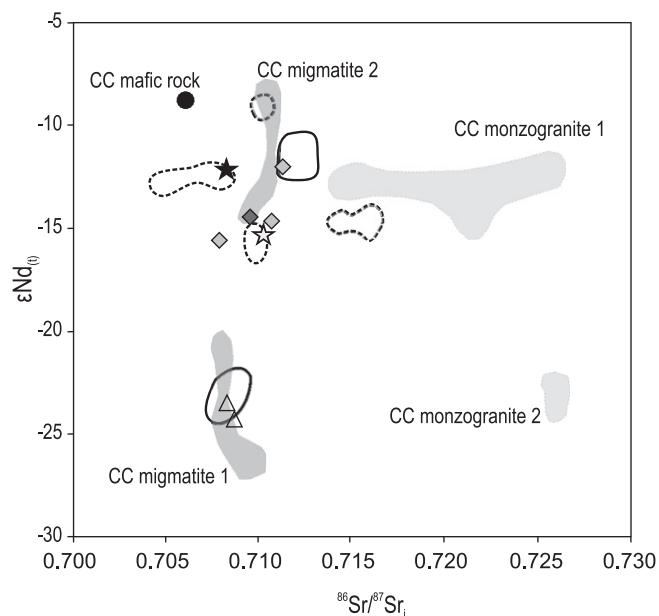


Fig. 13. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_i for granitic rocks from the Camboriú region compared to regional granites and migmatites. Symbols as in Fig. 7. Fields for regional rocks are from Lopes (2008) (grey-filled fields: Camboriú Complex migmatitic rocks) and Basei et al. (2011) (dashed-line fields for the Valsungana Suite; continuous line fields for the Nova Trento Suite).

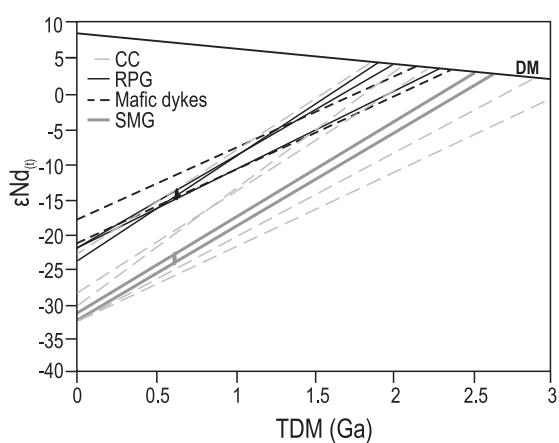


Fig. 14. ϵNd_i vs time diagram for granitic rocks from the Camboriú region compared to potential sources (Camboriú Complex migmatitic rocks from Lopes, 2008).

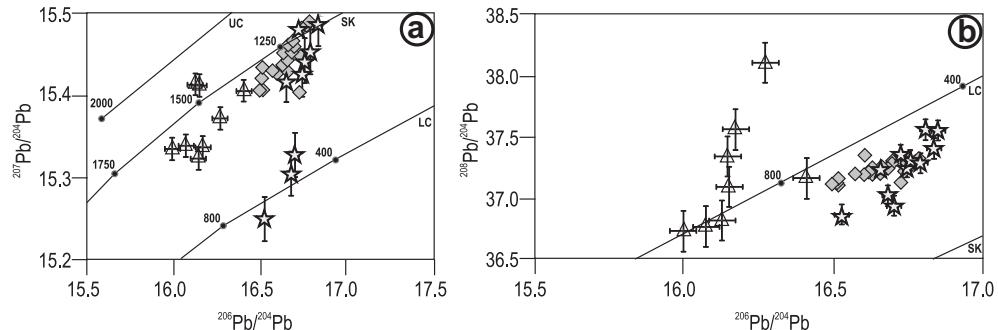


Fig. 15. Lead isotopic composition of feldspar in granitic rocks of the Camboriú region. Error bars plotted for the samples with high associated errors. (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. UC (upper crust) and LC (lower crust) reference lines from Zartman and Doe (1981) and SK (Stacey and Kramers) reference line from Stacey and Kramers (1975). Symbols as in Fig. 7.

Johnston, 1992; Patiño-Douce, 1999). Water-absent melting of an old, depleted crust of granodiorite composition through biotite breakdown seems a viable explanation, accounting both for the relatively high contents of some trace-elements, which would reflect the high melting temperatures, and for the low mg#, which would be related to low melting proportions.

The syntectonic character of RPG and SMG post-collisional magmatism is put into evidence by micro- and mesoscale structures (Paternell et al., 2010) such as the persistent presence of magmatic foliation, sometimes accompanied by solid-state deformation, as well as by microstructures such as chessboard-pattern subgrains in quartz and recrystallization of feldspars. However, the non-penetrative character of narrow mylonite zones, and the reworking of primary structures mostly by magmatic flow argue for intrusion under low differential stress conditions.

The age of RPG (626 ± 7 Ma) and SMG (611 ± 9 Ma), and some of their compositional features are consistent with a correlation with the early-formed post-collisional granites that occur immediately to the south of the Major Gercino Shear Zone (ca. 630–610 Ma, Silva et al., 2003; Florisbal et al., in press-b). RPG is thus coeval with similar porphyritic and (dominantly) metaluminous granites from the Florianópolis Batholith emplaced in both high-strain (Quatro Ilhas Granitoids – Bitencourt and Nardi, 1993; Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., in press-a,b) and low-strain domains (Paulo Lopes Granite – Silva et al., 2003; Florisbal et al., 2009). SMG, on the other hand, is coeval with the broadly similar equigranular, slightly peraluminous 609 ± 8 Ma Mariscal Granite, which is intrusive in the Quatro Ilhas Granitoids within the high strain zone of the Florianópolis Batholith.

The porphyritic granites of the early-phase post-collisional magmatism of the Florianópolis Batholith (ca. 630 Ma, Florisbal et al., 2009, in press-b) show evidence of interaction with tholeiitic basic magmas. Our preferred hypothesis for the generation of RPG advocates a similar process, although the volume of basic magmas appears to have been smaller. The presence of an external stress field, even if weak, may have provided conduits for basic magmas arising from the mantle.

As mentioned before, some compositional features that discriminate RPG from medium to high-K granites of mature magmatic arcs probably reflect melting under low $a(\text{H}_2\text{O})$ of granodioritic sources; these features were perhaps enhanced by interaction with tholeiitic magmas. Granites with similar features are reported in several geotectonic environments and, according to Barbarin (1999), they do not indicate a specific tectonic regime, but instead a transitional setting. As proposed by Bonin (1990), these granite types are formed during the crustal relaxation that succeeds collisional peak, and would represent the transition from compressive to extensional regime.

10. Concluding remarks

The early phase of Neoproterozoic post-collisional magmatism within the south Brazilian granitic belt (ca. 630–610 Ma) is related in time and space to ENE-trending shear zones. Structural and geochronological data show that the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites are syntectonic and controlled by transcurrent deformation in a low strain zone, and coeval to similar granites emplaced in the high and low strain zones south of the Major Gercino Shear Zone, in the Florianópolis Batholith (e.g., Florisbal et al., 2009, in press-b).

The whole-rock geochemistry and Sr–Nd–Pb isotope data point to contrasted sources for the Rio Pequeno and Serra dos Macacos granites. The Serra dos Macacos Granite derived from old lower-crustal sources, potentially equivalent to the Camboriú migmatitic rocks (cf. Lopes, 2008), as indicated by low U/Th ratios and $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$, strongly negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$, and unradiogenic Pb isotopic signatures. In spite of the clear geochronological and isotope connections, the Serra dos Macacos Granite source still needs to be more precisely elucidated, since its K-rich nature would be inconsistent with the composition of the Camboriú Complex rocks, which, although still insufficiently known, seem to be dominantly tonalitic.

The isotopic signatures of the Rio Pequeno Granite, as the $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(i)}$ ratios that are low to moderate for crustally-derived melts (0.7079–0.7114), the negative $\varepsilon\text{Nd}_{\text{t}}$ (−12 to −14) and the unradiogenic Pb, point to an important contribution from old crust. The overlap in Sr and Nd isotope signature could indicate type-2 migmatites from the Camboriú Complex (biotite granodioritic to monzogranitic orthogneisses; Lopes, 2008) as potential sources. However, the significance of these migmatitic rocks with post-Paleoproterozoic Sm–Nd TDM within the Camboriú Complex is still unclear, and they seem too felsic to be a source at least for the less differentiated Rio Pequeno Granite varieties. Scattered occurrences of mafic to intermediate synplutonic dykes, although showing evidence of interaction with crustal sources which resulted in isotope signatures and zircon inheritance patterns similar to the evolved Rio Pequeno Granite, indicate the presence of coeval, mantle-derived basic melts that may have contributed heat and possibly some material to the Rio Pequeno Granite magma.

Acknowledgements

We would like to thank Judy Schultz and Andrew S. DuFrane (University of Alberta) for helping with the analytical procedures. Thanks are also due to Pedro Oyhantçabal and Bernard Bingen for the careful review of the manuscript. This research was supported by Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP) Projects No 07/02387-9 (PhD scholarship) and 2007/00635-5 (Grant).

Appendix A. Supplementary material

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.013>.

References

- Babinski, M., Chemale, F., Schmus, W.R.V., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (3), 263–274.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605–626.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, São Paulo. PhD Thesis, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo. 195 pp.
- Basei, M.A.S., 1990. The major Gercino-Dorsal do Canguçu shear zone. In: Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguay. Dinamige-Fac. Agron, vol. 2. Resumenes Extensos, Montevideo, p. 41.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, pp. 311–334.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Journal of the Geological Society of London* 294, 239–256.
- Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Dunyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriú Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. In: VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. Short Papers of VII SSAGI CD-ROM, Brasília.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic evolution of the Brusque group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science* 32 (4), 324–350.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 186–189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from Southern Brazil. *Lithos* 73, 1–19.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25, 1–11.
- Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35–38.
- Boyton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare-earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Caldasso, A.L.S., Camozzato, E., Ramgrab, G.E., Silva, M.A.S., 1988. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG, vol. 3, pp. 1104–1116.
- Campos, R.S., Philipp, R.P., 2007. Petrografia geoquímica das rochas metavulcânicas maficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 705–726.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22 (1), 184–199.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29, 193–196.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher, C.C., 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Science* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Conceição, R.V., 2009. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research* 175, 135–148.
- Florisbal, L.M.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M. 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*, in press-a.
- Florisbal, L.M.F., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M. 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*, in press-b.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048.
- Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulative diorites related to post-collisional Brasiliano/Pan-African Mafic magmatism in the Vila Nova belt, southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519–534.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Várzea do Capivari Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research* 147, 41–64.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2009. Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote metamorphic suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research* 170, 157–174.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society of America Special Paper, vol. 19, pp. 115–158.
- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiollo, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 477–492.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, 587 pp.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.
- Lopes, A.P., 2008. *Geologia do Complexo Camboriú (SC)*. PhD Thesis, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo. 102 pp.
- Maniar, P.D., Picolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.
- Martil, M.M.D., 2010. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-collisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisse do Complexo Metamórfico Várzea do Capivari. Master Thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 77 pp.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Magmatismo pré-collisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisse do Complexo Metamórfico Várzea do Capivari. *Pesquisas em Geociências* 38 (2), 181–201.
- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 441–446.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: Roberto Ianuzzi e José Carlos Frantz. (Org.). *50 Anos de Geologia – Instituto de Geociências – contribuições*. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, pp. 125–141.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.V., 2008. The Direct determination of rare earth elements in Basaltic and related rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32, 167–180.
- Ohyantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P., 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos* 98, 141–159.
- Ohyantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166, 1075–1084.
- Patino-Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Journal of the Geological Society of London, Special Publication 168, 55–75.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitit rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 738–750.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Science* 19, 461–478.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M., 2002. O magmatismo neoproterózico do Batólito Pelotas no sul da Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (2), 277–290.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Souza, M.M.A., Liz, J.D., Wild, F., Arendt, S., Oliveira, A., Duarte, L., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 21–34.
- Philipp, R.P., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U-Th-Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelite migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences for the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, pp. 289–291.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petroniho, L., 1995. O método geocronológico Sm–Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315–336.
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução polícílica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60–73.

- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review* 41, 531–551.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649–667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U–Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador. Short Papers of IV SSAGI, vol. 2. CBPM, IRD, Salvador, pp. 687–690.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzato, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., De Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 2, 529–544.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503–525.
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1992. Fluid-absent melting behavior of an F-Rich tonalitic gneiss at Mid-crustal pressures: implications for the Generation of Anorogenic Granites. *Journal of Petrology* 34, 785–815.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 237–254.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.
- UFRGS, 2000. Mapeamento Geológico 1: 25 000: Projeto Camboriú. In: Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, 6 vol.. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, London. 594pp.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and settings in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 261–283.
- Zartman, R.E., Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics – The model. *Tectonophysics* 75, 135–162.