

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

**MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ, SC:
CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E GÊNESE
DO GRANITO ITAPEMA**

AMÓS MARTINI

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

Co-orientador: Prof. Dr. Roberto F. Weinberg

Porto Alegre - 2019.

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

**MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ, SC:
CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E GÊNESE
DO GRANITO ITAPEMA**

AMÓS MARTINI

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Maria de Fátima Bitencourt

Co-orientador: Prof. Dr. Roberto F. Weinberg

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Edinei Koester

Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt

Dra. Brenda Chung da Rocha

Tese de doutorado apresentada como
Requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Martini, Amós

Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do Granito Itapema. / Amós Martini. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.

[210 f.] il.

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

Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt

Coorientador: Roberto F. Weinberg

1. Sistema Migmatítico. 2. Controle estrutural da fusão. 3. Diques de extração. 4. Fusão na presença de água. 5. Geração de magmas de origem crustal. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

"You gonna run to the rocks, the rocks will be melting"

Tosh. P.

Agradecimentos

Difícil lembrar de agradecer à realmente todas as pessoas que contribuíram de alguma maneira durante o desenvolvimento dessa tese, mas vou tentar. Não foi fácil, pensei em desistir, mas no fim, valeu a pena, e se valeu! Quanto aprendizado, quanto crescimento, quanta pequenez percebida frente à grandeza da Mãe Terra!

Agradeço primeiramente à minha família, Pai (Romeu Martini), Mãe (Renata Martini), Mano (Matias Martini) e Sarah, por todo apoio, sempre, incondicional, mesmo nas horas mais complicadas, até na hora que faltou bolsa! Agradeço à jóia rara, amor da minha vida, Aninha Bilhar, obrigado por tudo, todas trocas, aprendizados, na boa e na ruim Te amo!

Todo o grupo magmatismo sintectônico, Samuel, Gregory, Pedrinho, Diego, Felipe, Matheus, Dioni, Daniboy, Pezat, Paulista Fran, Camila, Steh, Cris, Évelin, pelos inúmeros momentos de troca e aprendizado geológico, tantos detalhamentos estruturais! Um grande salve a esse grupo de pesquisa maravilhoso! À minha orientadora, Maria de Fátima Bitencourt, grande madrinha do grupo magmatismo sintectônico: MUITO OBRIGADO por tudo, pelos ensinamentos geológicos, pela paciência, parceria, e enorme apoio, desde a graduação até o presente momento de fim de tese de doutorado. Ao meu co-orientador, Roberto Weinberg, gratidão por todos ensinamentos, campos, e auxílios com as idéias e devaneios geológicos. Lauro Nardi, grande exemplo, inspiração, que alegria poder conhecer e trabalhar com um cientista e pessoa como você, Obrigado! Ao meu grande “rocky bro” Giuseppe Betino de Toni “Pitch”, GRANDE parceiro de geologia e de vida, companheiro de tantos campos e odisséias geológicas, You know!! Ao professor Eduardo Fontana, grande mentor geológico, que me ensinou e inspirou muito desde sempre. Gustavo Zwirtes, grande parceria desde início do curso, GUGÃO! Tectônico! À professora Luana Florisbal, pela inspiração geológica de sempre, apoio e prestatividade! Agradeço a todos colegas que auxiliaram nas missões de campo do doutorado, Melt Missions 1 e 2, Thrust Mission, Caviar Mission, e tantos outros campos fascinantes! Ao professor Rodrigo Lopes, parceiro de profissão na UNISINOS nesse semestre, e irmão geológico!

Agradeço infinitamente ao CAEG (Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia) da UFRGS, pelo sempre acolhedor e inspirador ambiente, palco de tantas discussões e confraternizações memoráveis, onde me sinto e sempre me sentirei em

casa. Impossível citar todos amigos CAEGangues, mas vou tentar, Muca, João, Pirita, Maciel, Mury, Olavo, Nati, Panca, Falha, Fischer, Isadora, Alemão Marco, Zazá, Cassiano, Max, Drago, Bofil, Papito, Laura, Taffarel, Leleco, Treomp, Passarinho, Sargento, Pressi, Borracha, Carol Reis, Junia, Stallone, Gema, Leandro, Romualdo, Vieira, Diegão, Betinho Sacks, Álden, Rodriguito, Fernandinho, Dani Vieira, Porcão, Chapolin, Cristão, Thamy, Manu, Sandro, Felipe e Eduardo Guadagnin, Marco Antonio, Dijj, Manzi, Dedi, Fejão, Jaiminho, entre tantos outros! Todos estão no meu coração! À família GrooVI, irmandade forte, comida spiritual, palavra som poder, Amani, Catatau, Saulo, Wico, Damos Graças! Aos irmãos de morada, Zion Place, Alexandre Miorim e família (Bru e minha afilhada Sophie), Luis Henrique Labres, Emiliano Maldonado, aos professores Leo Hartmann, Ruy Philipp, Jiri Konopasek, Edward Sawyer, Rudolf Trouw, Nelson Lisboa, Carla Porcher, Marcia Boscato. Aos motoristas do IGEO, Claudinho, Jarson, Armando, Adalto, da administração, Paulo (ô Chanã!). Ao Roberto do PPGGEO. Ao pessoal dos laboratórios da UFRGS, Marcelo, Lucas, Juliano.

Enfim, a lista segue, Gratidão a todos que de alguma maneira contribuíram para a realização dessa tese de doutorado!!!

RESUMO

O presente estudo foi realizado no Complexo Camboriú, localizado no sul do Brasil, o qual compreende rochas metamórficas e ígneas. As rochas metamórficas do complexo mostram feições de fusão parcial amplamente distribuídas, com diferentes estilos de geração em rochas bandadas e maciças. Estruturas de macro- a meso-escala apontam para um controle estrutural durante a fusão, que condicionou a geração, coalescência e migração dos leucossomas durante a migmatização. Esse processo dá origem a uma rede de magma que eventualmente adquire mobilidade suficiente para formar diques de extração de espessura métrica, capazes de transferir os produtos da fusão para níveis crustais superiores. Os leucossomas apresentam contatos difusos com as encaixantes, e microestruturas apontam para a geração de hornblenda e titanita peritética, assim como líquidos de diferentes composições de acordo com a composição da rocha envolvida na fusão. As condições de pressão e temperatura durante a fusão (703 a 744°C / ~5kbar / ~3%wt H₂O adicionada ao sistema), grandes volumes de leucossoma em todas as rochas, meso e microestruturas, e a natureza das fases peritéticas, apontam para o processo chamado “*water-fluxed melting*” como principal processo de migmatização. O Granito Itapema, localizado nas proximidades da sequência metamórfica, mostra uma estrutura concordante com o bandamento descrito nos migmatitos, assim como um grande número de xenólitos de anfibólitos e gnaisses com feições de fusão parcial. A dinâmica magmática dentro do granito leva à desagregação e assimilação parcial dos xenólitos e fases máficas, o que dá origem às típicas heterogeneidades texturais e assinaturas geoquímicas do granito, que variam de peraluminosas à metaluminosas, e teores de ETR's baixos a moderados. O granito Itapema foi formado por um contínuo sistema de fusão/extração/ transporte, através dos diques de extração descritos na sequência migmatítica, nos estágios finais do Ciclo Brasileiro, em um ambiente pós-colisional.

Palavras chave: Sistema migmatítico; controle estrutural da fusão; diques de extração; fusão na presença de água; geração de magmas de origem crustal;

ABSTRACT

The study was performed in the Camboriú Complex, southern Brazil, which comprises metamorphic and igneous rocks. The metamorphic rocks show widespread partial melting features with different styles of formation in banded and massive rocks. Regional to mesoscale structures are shown to control generation, coalescence and migration of leucosomes during migmatization. This process gives rise to a magma network that eventually acquires sufficient mobility to form m-wide extraction dykes capable of transferring the products of migmatization to upper crustal levels. Leucosomes show diffuse contacts with host rocks and microstructures indicate the generation of peritectic hornblende and titanite as well as different melt compositions according to which rock is melting. The P-T conditions during melting (703 to 744°C / ~5 kbar / ~3%wt H₂O added), large amounts of melt in all rocks, meso and microstructures, and nature of peritectic phases point to water-fluxed melting as the main migmatization process. The nearby Itapema Granite is structurally concordant to the complex main structure, and shows a large amount of xenoliths of migmatitic amphibolites and gneisses. The magmatic dynamic inside the granite disaggregate and partially assimilate the xenoliths and mafic phases, which gives rise to its typical heterogeneities and different geochemical signatures which vary from peraluminous to metaluminous and from low to moderate REE contents. Itapema Granite was formed through a continuous efficient deformation-driven melting/extraction/transport system through the Camboriú Complex extraction dykes, during deformation and melting of the metamorphic sequence, in the late stages of Brasiliano Cycle, in a post-collisional setting.

Keywords: Migmatitic system; structural control on partial melting; extraction dykes; water-fluxed melting; generation of crustal magmas;

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	2
SUMÁRIO	3
Estrutura e organização da tese	5
CAPÍTULO 1	7
1. Introdução	7
1.1 Objetivos	9
1.2 Área de estudo e amostragem	10
1.3 Métodos utilizados	12
1.3.1 Revisão bibliográfica	12
1.3.2 Trabalho de campo	13
1.3.3 Detalhamento estrutural.....	13
1.3.4 Coleta de amostras e análise petrográfica:	14
1.3.5 Geoquímica de Rocha Total.....	15
1.3.6 Microsonda Eletrônica.....	16
1.3.7 Geotermobarometria	17
CAPÍTULO 2.....	18
2. Revisão Conceitual.....	18
2.1 Origem do termo “migmatito”.....	18
2.2 Definições adotadas por Mehnert (1968).....	23
2.3 Definições adotadas por Sawyer (2008)	25
2.4 Fusão por desidratação de minerais hidratados (dehydration-melting) vs. Fusão assistida por água (water-fluxed melting)	43
2.4.6 Microestruturas em migmatitos	52
2.4.7 Influxo de água em zonas de cisalhamento e relação com migmatitos.....	54
2.5 Fusão sin-deformação e migração de magmas através da crosta	56

Programa de Pós-Graduação em Geociências

CAPÍTULO 3.....	59
3. Contexto Geológico.....	59
3.1 Contexto Geológico Regional.....	59
3.2 Geologia da região de Itapema-Camboriú.....	64
CAPÍTULO 4.....	69
4. Apresentação dos artigos científicos.....	69
4.1 Artigo 1.....	69
4.2 Artigo 2.....	108
4.3 Artigo 3.....	145
CAPÍTULO 5.....	184
5. Texto Integrador.....	184
5.1 Controle estrutural da fusão e extração de magmas no Complexo Camboriú.....	184
5.2 Reações e condições de fusão.....	186
5.3 Granito Itapema: gênese e link com os migmatitos do CC.....	187
5.4 Geocronologia.....	189
5.5 Considerações Finais.....	192
CAPÍTULO 6.....	193
Referências bibliográficas.....	193

Estrutura e organização da tese

A presente tese está estruturada na forma de três artigos científicos submetidos a periódicos internacionais, precedidos de uma parte introdutória onde constam os objetivos e os métodos utilizados durante o trabalho, assim como um resgate de trabalhos importantes para a evolução do conhecimento acerca do tema da tese.

O capítulo 1 apresenta uma introdução ao tema, citando autores que iniciaram e contribuíram consideravelmente no estudo do tema proposto, assim como os objetivos traçados para o trabalho e a localização da área estudada. No mesmo capítulo, constam os métodos utilizados durante o desenvolvimento da tese.

No capítulo 2 é apresentada uma revisão conceitual sobre a evolução do conhecimento sobre o estudo de migmatitos. Desde o reconhecimento, as primeiras descrições de rochas migmatíticas, evolução de suas nomenclaturas segundo trabalhos clássicos sobre o tema. A revisão segue com uma discussão sobre as principais diferenças entre fusão por desidratação de minerais hidratados (*dehydration melting*) e fusão na presença de água livre (*water-fluxed melting*). O capítulo apresenta ainda uma discussão sobre fusão sin-deformação e migração de magmas na crosta.

No capítulo 3 é apresentado o contexto geológico da região estudada, enfatizando as grandes divisões geotectônicas, principalmente da porção leste do Brasil, para então posicionar especificamente a área de estudo da presente tese nesse contexto regional.

O capítulo 4 apresenta os três artigos submetidos para publicação em periódicos internacionais, de acordo com todas as normas definidas pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e compõe a principal parte do estudo. O primeiro artigo, intitulado "*Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil*", foi submetido ao periódico *Journal of Structural Geology*. O segundo artigo, intitulado

Programa de Pós-Graduação em Geociências

“*Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional setting from south Brazil*”, foi submetido ao periódico *Journal of Metamorphic Geology*. O terceiro periódico, intitulado “*From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil*”, foi submetido ao periódico *Lithos*.

No capítulo 5 são apresentadas as considerações finais, assim como um texto integrador das principais contribuições para o conhecimento geológico acerca do estudo das relações entre migmatitos e granitos, obtidas através da realização da presente tese.

As referências bibliográficas utilizadas ao longo da realização de todo o trabalho (incluindo os artigos científicos) estão apresentadas no capítulo 7.

CAPÍTULO 1

1. Introdução

“Migmatito” é um termo utilizado pela primeira vez por Jacob Johannes Sederholm, em seu clássico trabalho de 1907, intitulado “*On granite and gneiss: their origin, relations and occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia*”. O autor usou o termo para nomear rochas neo-formadas, em um local em que descreveu um granito antigo e foliado, sendo intrudido por um granito mais novo na Finlândia.

A fusão parcial de rochas crustais, gênese de granitos, e sua relação, é historicamente debatida por uma série de autores (Sederholm, Holmquist, Mehnert, Ashworth, Niggli, Sawyer, Brown, Weinberg, entre outros). Embora seja um assunto muito abordado, muitas controvérsias acompanham a evolução do conhecimento acerca deste tema. Ao longo da evolução do conhecimento, alguns autores inclusive tratavam o assunto chamando-o de “*the granite problem*”, dadas as dificuldades encontradas no estudo de terrenos migmatíticos/graníticos, já que são muitas as variáveis que devem ser consideradas. Durante a fusão parcial de uma rocha sob tensão, a deformação tem um papel crucial no que diz respeito à migração dos líquidos gerados (Vanderhaegue, 1999), uma vez que dá origem à estruturas e sítios de baixa-pressão, onde potencialmente irá ocorrer a coalescência de desses líquidos. Essa variedade de estruturas, somada com diferentes protólitos, diferentes taxas de fusão, presença ou não de água livre, além da possível relação genética com granitos posicionados em regiões adjacentes, torna o estudo de terrenos migmatíticos complexo. Portanto, para uma melhor compreensão durante o estudo de casos envolvendo fusão parcial de rochas, estes devem ser abordados utilizando várias ferramentas de forma integrada, isto é, utilizando conjuntamente, técnicas básicas de geologia de campo (descrição e documentação de afloramentos,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

detalhamento estrutural multi-escala, coleta de amostras,...), seguidas de petrografia, geoquímica, química mineral, geocronologia, entre outras.

A presente tese de doutorado trás um estudo de caso de um terreno migmatítico situado na região de Itapema-Camboriú, no estado de Santa Catarina, região sul do Brasil. O trabalho propõe um modelo detalhado para a geração de um granitoide com cerca de 100 km² através da fusão de rochas metamórficas situadas nas suas proximidades, utilizando inegradamente ferramentas de geologia estrutural multi-escala, petrografia, geoquímica de rocha total e química mineral.

A tese apresenta esse estudo na forma de três artigos científicos, submetidos para publicação, e brevemente descritos a seguir:

Artigo 1 – *“Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil”* trás uma descrição detalhada das feições de fusão parcial reconhecidas nas rochas da sequencia metamórfica do Complexo Camboriú, e sua evolução relacionada ao regime deformacional vigente na área, à época do evento de fusão crustal, e como isso possibilita a coalescência e migração dos magmas gerados através da crosta.

Artigo 2 – *“Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional setting from south Brazil”* apresenta uma abordagem mais petrológica do evento de fusão, detalhando a forma de ocorrência dos leucosomas, reações de fusão parcial, natureza da mineralogia peritética, relação com a água durante a fusão, assim como uma estimativa da pressão e temperatura do evento migmatítico.

Artigo 3 – *“From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil”* propõe um modelo para conectar o Granito Itapema (pertencente ao Complexo Camboriú), com o evento de fusão parcial abordado nos dois primeiros artigos. Um modelo integrando todos os dados obtidos é apresentado na forma de blocos diagrama, para propor esse link entre as rochas que fundiram, e o granito que foi gerado.

1.1 Objetivos

Este trabalho propõe uma abordagem integrada no estudo da fusão da sequência metamórfica do Complexo Camboriú (CC) (Chemale Jr. et al., 1995), composta principalmente por ortognaisses e anfíbolitos, e sua possível relação genética com o Granito Itapema (GI) (Bitencourt e Nardi, 2004), ambos ocorrentes na região de Itapema-Camboriú, na parte nordeste do Escudo Catarinense. Os objetivos específicos estão apresentados a seguir:

- 1) Reconhecer, descrever, documentar e determinar a cronologia relativa das estruturas tectônicas (foliações, dobras, *shear planes*, diques, etc,...) presentes nas rochas da sequência metamórfica do CC;
 - 2) Reconhecer, descrever e documentar as feições de fusão parcial, e verificar a relação do desenvolvimento destas com a evolução das estruturas tectônicas descritas;
 - 3) Criar um modelo para ilustrar o controle estrutural da migmatização do CC, desde as primeiras fusões *in situ*, passando pela coalescência desses líquidos, e sua potencial migração para outros níveis crustais;
 - 4) Reconhecer, descrever e documentar as texturas (escala de afloramento) e microestruturas (petrografia) desenvolvidas durante a migmatização das rochas do CC;
 - 5) Determinar as principais reações de fusão parcial responsáveis pela migmatização do CC, identificando os reagentes e produtos da fusão (minerais peritéticos);
 - 6) Determinar as condições de fusão da fusão parcial do CC (pressão, temperatura, presença de H₂O);
 - 7) Investigar a compatibilidade genética do Granito Itapema com a fusão parcial da sequência metamórfica do CC;
 - 8) Comparar os dados estruturais do Granito Itapema com os da sequência metamórfica do CC;
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- 9) Caracterizar a geoquímica do Granito Itapema (com dados inéditos deste trabalho e de trabalhos anteriores) e compará-los com os migmatitos do CC;
- 10) Com a integração de todos os dados obtidos, gerar um modelo 3D de toda história do Granito Itapema, desde a geração dos magmas, transporte e posicionamento, estabelecendo o link entre a migmatização do CC e a geração do granito;

1.2 Área de estudo e amostragem

A coleta de dados de campo e de amostras para posterior análise de laboratório foi feita principalmente em afloramentos com boas exposições, nos costões das praias localizadas na rodovia interpraias, entre os municípios de Balneário Camboriú e Itapema (litoral norte do estado de Santa Catarina) além de alguns afloramentos localizados no interior desses municípios. O acesso a essa rodovia pode ser feito pelo sul, utilizando a saída 136 BR-101, sentido Itapema – Balneário Camboriú, ou pelo norte, saindo de Balneário Camboriú em direção à praia das Laranjeiras. A figura 1 mostra a localização da área de estudo em relação ao estado de Santa Catarina, com indicação das principais praias da região, assim como as localidades investigadas durante este estudo.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

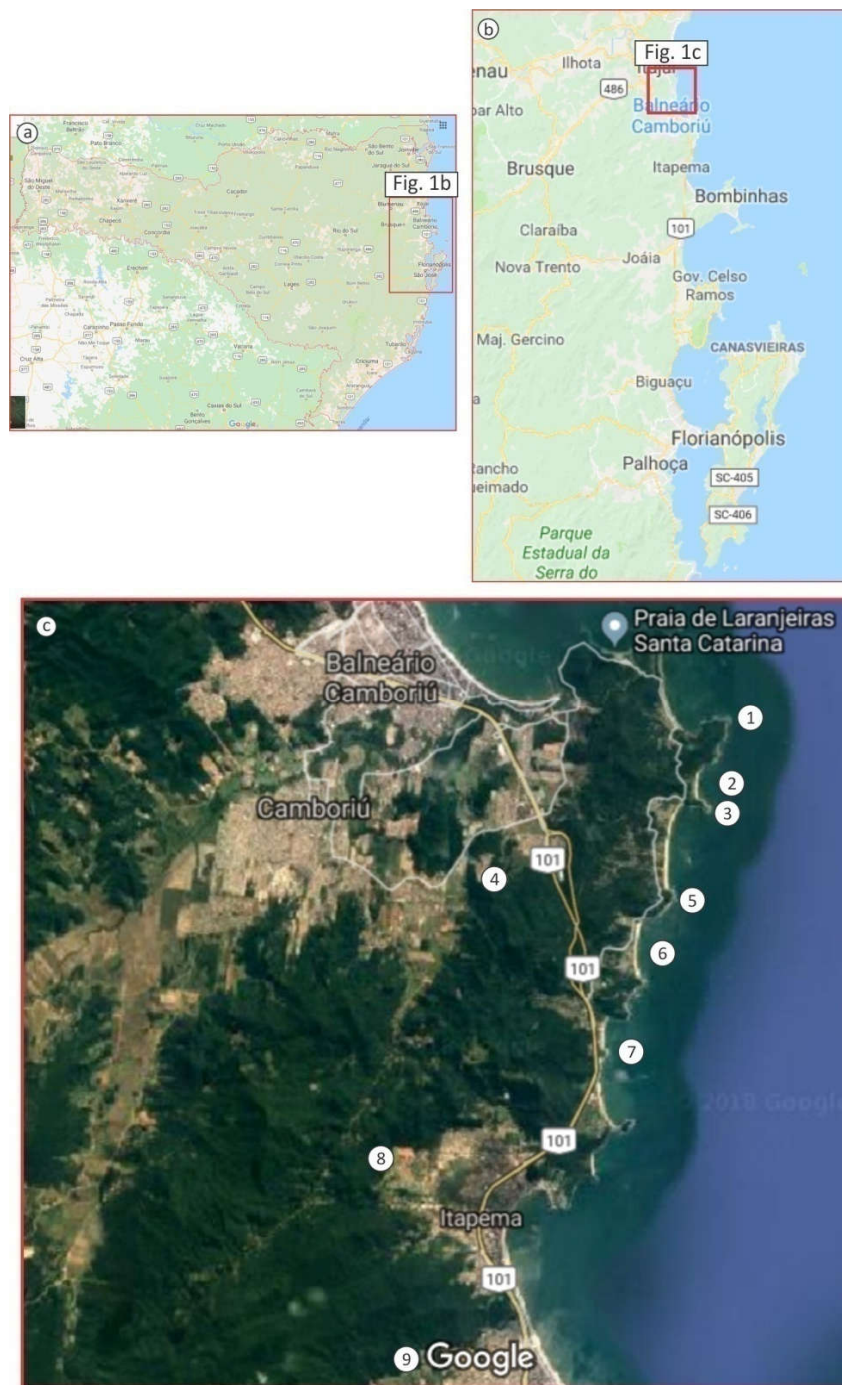


Figura 1 – Localização da área de estudo. (a) Mapa do estado de Santa Catarina; (b) Detalhe da figura 1a indicando a área de estudo; (c) Área de estudo com indicação das principais localidades estudadas e amostradas; (1) Ponta das Taquaras; (2) Praia do Pinho; (3) Ponta dos Lobos; (4) Pedreira CERB; (5) Ponta

Programa de Pós-Graduação em Geociências

dos Coqueiros; (6) Praia do Estaleiro; (7) Ponta do Corre-mar; (8) Interior de Itapema; (9) Sertão do Trombudo;

1.3 Métodos utilizados

O tema proposto para esta tese será abordado utilizando de forma integrada diferentes técnicas de campo e de laboratório, a fim de obter resultados mais consistentes e confiáveis do que a utilização de técnicas de campo, ou analíticas, isoladamente. A estratégia utilizada consiste em uma revisão bibliográfica pré-campo, trabalhos de campo, que compreendem descrição e detalhamento de afloramentos-chave, coleta de amostras, e posteriores análises petrográficas e geoquímicas, detalhadas a seguir.

1.3.1 Revisão bibliográfica

Para iniciar este trabalho, foi realizada uma revisão bibliográfica, que teve como objetivo buscar trabalhos clássicos sobre definição e estudos de migmatitos (Sederholm, 1893, 1897, 1907; Ashworth (1985); Mehnert (1968); Brown (2013) entre outros) assim como trabalhos mais atuais, que já utilizam técnicas e abordagens mais avançadas sobre o tema (Sawyer, 2001, 2008; 2010; Weinberg e Hasalova, 2015; Vanderhaegue, 1999, entre outros).

A discussão sobre o tema “migmatitos e geração de granitos” é histórica, e motivo de muitas polêmicas, no que diz respeito à nomenclaturas e classificações utilizadas para abordar o tema. Por este motivo, durante a revisão bibliográfica foi feita uma compilação dos dados e conceitos utilizados até hoje sobre o tema, com o propósito de esclarecer alguns pontos críticos no entendimento do assunto. Essa revisão conceitual está apresentada no Capítulo 2 desta tese.

1.3.2 Trabalho de campo

Antes de ser realizada a primeira etapa de campo, foram consultados os trabalhos de mapeamento 1:25.000 realizados por UFRGS (2000), teses de mestrado (Rivera, 2003), e doutorado (Lopes, 2008), além de artigos (Rivera et al., 2004; Peternell et al., 2010; Florisbal et al., 2012 a,b,c; Martini et al., 2015, entre outros) realizados na região de Itapema-Camboriú. Através desses trabalhos, foi possível direcionar as primeiras etapas de campo, diretamente para afloramentos em que ocorressem as unidades alvo deste estudo (Gnaisses e anfibolitos do Complexo Camboriú, e Granito Itapema). Durante os trabalhos de campo foram feitas descrições e caracterizações básicas dos afloramentos, visando à identificação de litologias, estruturas tectônicas, estruturas relacionadas á fusão parcial, e suas relações temporais.

1.3.3 Detalhamento estrutural

Afloramentos com boas exposições das relações de fusão/geração de magmas foram selecionados para detalhamento estrutural. Este foi realizado através da descrição geral dos afloramentos, enfocando aspectos como mineralogia da rocha (paragêneses das porções metamórficas, e mineralogia da porção ígnea, diferenciando minerais peritéticos dos cristalizados a partir do leucossoma), texturas (tamanho dos cristais, texturas granoblástica/lepidoblástica) e estruturas (bandamento, xistosidade, zonas de cisalhamento, planos axiais e eixos de dobras, *boudins*, diques leucocráticos e leucograníticos, etc). Juntamente com essa descrição, foi enfocada a relação dos leucossomas com essas estruturas, principalmente com os locais de baixa pressão (planos axiais de dobras, zonas de cisalhamento, *necks* de *boudins*, etc).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Após essa descrição geral foram confeccionados de croquis em diferentes escalas, visando registrar com detalhe todas as estruturas e relações citadas acima. Os croquis foram feitos em folhas A3, a fim de evitar distorções nas dimensões das estruturas e ter um maior nível de detalhe, e posteriormente escaneados e digitalizados com auxílio do software CorelDraw®. Para auxiliar na confecção dos croquis, foram feitas fotografias de feições (texturas e estruturas) representativas das rochas, que posteriormente foram integradas com os croquis. As medidas dessas estruturas foram realizadas com bússola Clar, utilizando a notação de mão esquerda. As estruturas medidas são foliações magmáticas, bandamentos gnáissicos, eixos e planos axiais de dobras, lineações (mineral e de estiramento) e orientação dos corpos (diques e sills, e pequenos corpos de leucossoma e/ou granito). Essas medidas foram processadas e apresentadas na forma de estereogramas, feitos no software Stereo32 e OpenStereo. Em áreas consideradas estratégicas para o estudo, principalmente áreas de costão, onde ocorrem boas e contínuas exposições, foram realizados perfis geológicos de detalhe.

1.3.4 Coleta de amostras e análise petrográfica:

Durante os trabalhos de campo, foram coletadas amostras das diferentes litologias do CC com feições de fusão parcial, além de amostras de variedades do Granito Itapema. Dentre as amostras coletadas, estão gnaisses finamente laminados, anfíbolitos maciços, rochas calci-silicáticas, além de amostras dos leucossomas (*in situ*, *in source*) e diques graníticos. As amostras foram coletadas com orientação espacial no campo, e posteriormente serradas, e preparadas no laboratório do anexo do Instituto de Geociências da UFRGS.

As análises petrográficas enfocam principalmente:

- descrição geral da rocha (textura, mineralogia e principais estruturas);
 - presença de fusão parcial [reconhecimento de leucossomas (*in situ*, *in source*, veios e diques leucocráticos), melanossomas e fases peritéticas];
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- estruturas de coleta e migração de leucossomas: bandamentos, planos axiais de dobras, *shear bands*, necks de boudins, veios e diques;

- reações de fusão: após o reconhecimento de todas as fases minerais presentes na rocha, utilizar aspectos como grau de corrosão e arredondamento, grau de euedria dos cristais, e relações de inclusão para determinar as reações de fusão ocorridas em cada rocha, e, a presença ou não de água nessas reações.

Minerais reagentes ($\pm \text{H}_2\text{O}$) = minerais peritéticos + *melt*

1.3.5 Geoquímica de Rocha Total

Foram coletadas amostras representativas das diferentes rochas do CC com feições de fusão parcial, assim como amostras de diferentes variedades do Granito Itapema, objetivando identificar a contribuição geoquímica da fonte, durante a evolução do granito. Uma dificuldade encontrada durante o trabalho foi a ausência de rochas metamórficas do CC sem feições de fusão parcial, o que dificultou a caracterização dos protólitos envolvidos na migmatização. Por esse motivo, afloramentos onde foi diagnosticada a fusão *in situ*, sem aparente migração ou extração de leucossomas, foram coletados e homogeneizados (leucossoma + melanossoma) para preparação, a fim de tentar buscar algum referencial da composição original da rocha antes da fusão parcial. Para comparar os teores de elementos maiores, menores e traço da possível fonte (gnaisses e anfibolitos), com o possível produto (Granito Itapema), foram também coletadas amostras deste, abrangendo suas diferentes composições (bandas com maior conteúdo de minerais máficos, bandas mais leucocráticas, bandas ricas em xenólitos desagregados, etc).

A coleta de amostras foi feita com rigoroso controle, somente após os trabalhos de caracterização e detalhamento estrutural.

As amostras foram preparadas para análise, seguindo os seguintes passos:

- quebra da amostra utilizando marretas, até atingir o tamanho brita;

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- quarteamento;
- processamento em moinho de disco, até atingir o tamanho grânulo;
- cominuição manual dos grânulos em gral de porcelana, até atingir a fração pó;
- processamento de 100g de pó em moinho de ágata, para atingir um tamanho <200 mesh;

As análises foram realizadas pelo laboratório ActLab (Activation Laboratories Ltd, Canadá). Os resultados das análises foram entregues pelo via correio eletrônico e interpretados com auxílio dos *softwares* GCDKit (Janousek et al., 2003) e Microsoft Excel 2010™. Os teores de elementos maiores menores e traço foram obtidos utilizando ICP-MS.

1.3.6 Microsonda Eletrônica

Duas sessões de microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGEO-UFRGS, com o objetivo de obter dados de química mineral em lâminas selecionadas após descrição petrográfica básica. O equipamento utilizado foi uma Cameca SXFive, e as condições analíticas foram padrão para silicatos. Para análise de titanitas, as condições específicas foram 15 keV, corrente de 20 nA, e feixe de 5µm; Para plagioclásios e anfibólios, as condições específicas foram 15 keV, corrente de 15 nA, e feixe de 5µm. Foram realizadas cerca de 200 análises pontuais.

Os resultados foram gerados em forma de tabelas e manipulados com o *software* Microsoft Excel 2010™, onde foram calculadas as fórmulas minerais de cada análise.

1.3.7 Geotermobarometria

Para determinar as condições de pressão e temperatura durante a fusão parcial do CC foi utilizado o geotermômetro do par hornblenda e plagioclásio em equilíbrio (Holland e Blundy, 1994, e Blundy e Holland, 1990), e o geobarômetro de Al em hornblenda, proposto por Schmidt, (1992) e Anderson e Smith (1995). Os dados de química mineral utilizados nos cálculos de pressão e temperatura foram obtidos através de análises de microsonda eletrônica, detalhados no tópico anterior.

CAPÍTULO 2

2. Revisão Conceitual

2.1 Origem do termo “migmatito”

Migmatitos vêm sendo estudados desde o final do século XIX, e representam um importante tipo de rochas, pois neles estão registrados processos de fusão de rochas pré-existentes, para geração de rochas neo-formadas. Este processo, se considerado em uma grande escala, representa o processo de diferenciação e evolução da crosta terrestre.

Jacob Johannes Sederholm, geólogo nascido em Helsinky, na Finlândia, foi o precursor no estudo de rochas geradas por anatexia (Sederholm, 1893, 1897, 1907). Em seu trabalho publicado em 1907 “*On granite and gneiss: their origin, relations and occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia*”, introduziu termos consagrados como “Anatexia” e “Migmatito”. Sederholm, antes de introduzir esses termos, construiu durante anos a ideia do processo de “reciclagem de rochas” e, ao longo de seus estudos, utilizou termos como *re-melting*, do grego “tekein” = derreter, no sentido de “re-fusão”; *re-solution*, no sentido de “re-solução”, assim como descreveu áreas com feições de fusão parcial como “*that same mixture of rocks*” ou “*intense granitization and melting of fragments*”.

It is interesting to remark, how a dark "metabasitic" rock in some places behaves like a solid mass, having been split up in numerous fragments, and in the immediate neighbourhood shows soft flexures, evidently having been in a very plastic state.

(SEDERHOLM, 1907, p. 98)

Desde a primeira definição, os conceitos de “*re-melting*” e “*re-solution*” foram re-interpretados muitas vezes, e, por vezes, as ideias de Sederholm foram distorcidas, de acordo com as teorias dos respectivos autores. No mesmo trabalho Sederholm introduziu o termo “*anatexia*” para descrever de forma geral (i.e. sem restrição à quantidade de fusão ou tipo de rocha) a fusão parcial da crosta.

Poucos anos depois, outro geólogo, Per Johan Holmquist (1910, 1916, 1920, 1921), iniciou uma clássica discussão com Sederholm acerca da gênese de migmatitos. Enquanto este inicialmente defendia que migmatitos eram originados predominantemente de uma maneira “*arterítica*”, isto é, pela intrusão ou injeção de magma, aquele, por outro lado, defendia uma origem “*venítica*” como sendo a ocorrência mais frequente, isto é, “*re-solução*” *in situ*. Holmquist, no seu trabalho de 1916, introduziu então o termo “*ultrametamorfismo*”.

Ultrametamorphism is a partial or complete re-crystallization of ... gneisses, through which they are converted into pegmatitic gneisses and granites. The most striking feature of ultrametamorphism is the vanishing of schistose structures and the abundant appearance of pegmatitic material in metamorphic regions. The pegmatization becomes in this case a regional process.

(HOLMQUIST, 1916, p. 141)

Logo após essa definição, Holmquist acrescentou a ideia que a segregação de material quartzo-feldspático ocorre nas condições de mais alto grau metamórfico de uma dada região, e isso marca o primeiro passo da re-fusão da crosta. Isso mostrou como as visões de Sederholm e Holmquist não divergiam tanto como aparentavam num primeiro momento. Sem considerar as diferentes nomenclaturas, considerando apenas o processo de refusão, os termos “*ultrametamorfismo*” e “*anatexia*”, segundo as respectivas definições, são muito similares. Entretanto,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

considerando apenas as primeiras palavras de Holmquist citadas acima “...*complete re-crystallization of gneisses, through which they are converted into pegmatitic gneisses and granites...*”, o termo “ultrametamorfismo” é inapropriado. Ou seja, uma recristalização parcial ou completa, sem passar pelo estágio de fusão, juntamente com segregação de material quartzo-feldspático, não necessariamente ocorre apenas em condições de metamorfismo de alto grau. Por exemplo, um granito sintectônico, cristalizado dentro uma zona de cisalhamento, pode ter feições de recristalização e segregação, sem passar pelas condições “ultrametamórficas” de Holmquist. Igualmente, rochas ricas em pegmatitos podem ocorrer em condições não pertencentes às fácies metamórficas de alto grau, dado que a formação de pegmatitos depende essencialmente da disponibilidade de água nas fases finais de cristalização de um magma. Por essas razões, o termo “ultrametamorfismo” inicialmente definido por Holmquist, parece não ser apropriado para descrever processos de fusão parcial.

O termo “Migmatito” é um dos conceitos mais debatidos na história do conhecimento geológico, uma vez que se trata de uma rocha composta por uma parte metamórfica e outra parte ígnea, o que abre espaço para uma série de interpretações e decorrências acerca do termo. Sederholm descreveu locais onde mostravam uma transição, da rocha com textura metamórfica gradualmente mudando para uma textura ígnea, além de romper as estruturas originais da rocha “*the rock show the gradual changes with almost cinematographic completeness*”, e sugeriu então, a primeira definição de migmatito:

*For the gneisses here in question, characteristic of which are two elements of different genetic value, one, a schistose sediment or foliated eruptive, the other, either formed by the resolution of material like the first or by an injection from without, the author proposes the name of **migmatites** (from the greek word *μικμα*, mixture); the position of this rock group being intermediate between eruptive rocks, proper, and crystalline schists of sedimentary or of eruptive origin.*

(SEDERHOLM, 1907, p. 110)

Sederholm apresenta no mesmo trabalho uma série de croquis, feitos na região da Fenno-Scandia. Um exemplo está apresentado na figura 1, e mostra o alto nível de detalhe que o autor atentava na análise de rochas com características de fusão parcial.

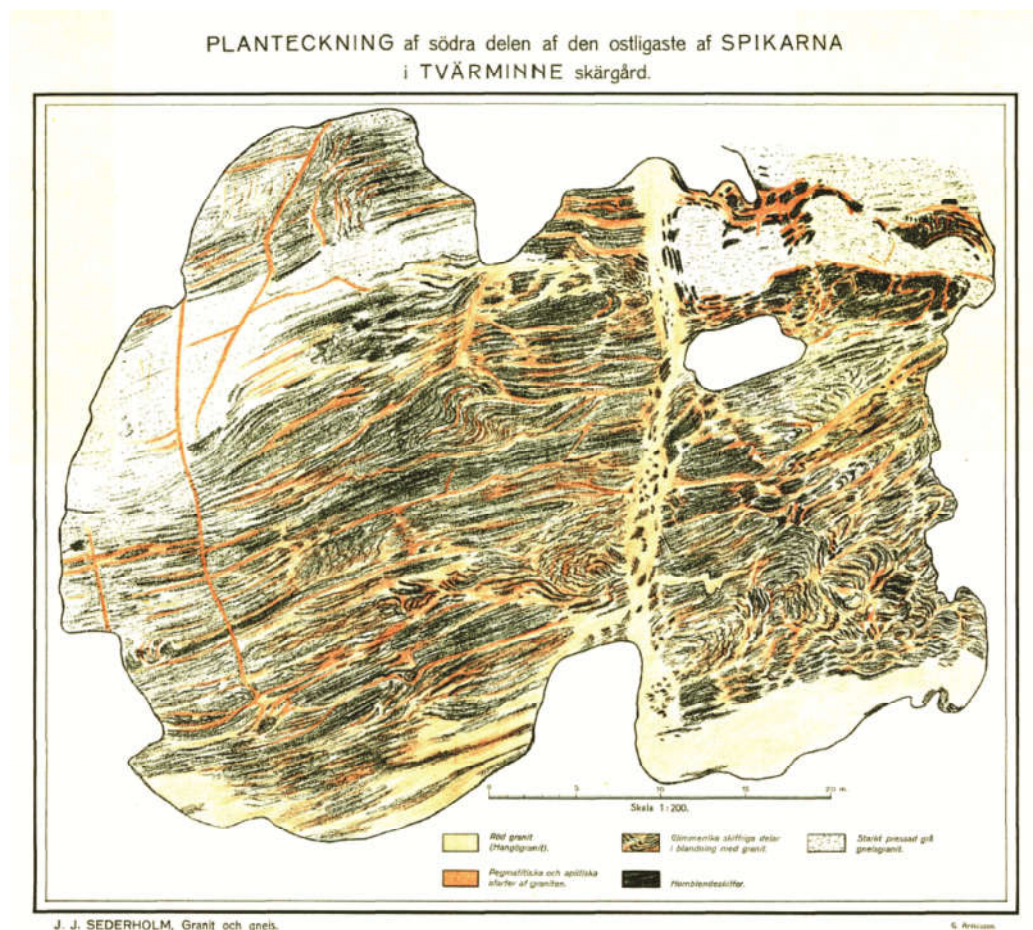


Figura 2 - Croqui de um afloramento de migmatito feito por Sederholm. Notar o dique leucocrático na parte central do croqui, formado por coalescência de leucossomas (Extraído de Sederholm, 1907).

Uma série de trabalhos, publicada ainda na primeira metade do século XX, deu prosseguimento à discussão acerca da definição do termo migmatito (Holmquist, 1921; Eskola, 1933; Scheuman, 1936; Niggli, P., 1942). Em 1968, um dos mais

Programa de Pós-Graduação em Geociências

marcantes trabalhos sobre migmatitos foi publicado, intitulado “*Migmatites, and the origin of granitic rocks*” escrito pelo geólogo alemão K. R. Mehnert. Este autor contribuiu muito com o entendimento dos processos de fusão parcial para a geração de granitos, uma vez que conseguiu organizar as ideias anteriormente colocadas por outros autores, através de nomenclaturas classificatórias dos tipos e diferentes partes de um migmatito. A definição para “migmatito” dada por Mehnert segue abaixo:

A migmatite is a megascopically composite rock consisting of two or more petrographically different parts, one of which is the conuntry rock generally in a more or less metamorphic stage, the other is of pegmatitic, aplitic, granitic or generally plutonic appearance.

(MEHNERT, 1968, p. 230)

Através dessa definição, Mehnert sugeriu a utilização do termo migmatito como um conceito puramente descritivo, sem referência a uma gênese específica. Porém, ele mesmo reconheceu que a utilização de termos puramente descritivos poderia gerar equívocos.

The classification and nomenclature of migmatites suffers from the fact that many authors superimposed their own genetic theory over their system of terminology. Several systems of nomenclature exist that only differ in theoretical aspects from each other. This is the reason why petrographically identical rocks can be described by genetically different terms. Therefore uncertainty prevails as to what is really understood by a term used in this way.

(MEHNERT, 1968, p. 230)

Mehnert propôs então uma classificação, já com algum cunho genético, embora defendesse serem termos puramente descritivos, para as partes que formam um migmatito, o que facilitou o entendimento e organização das ideias no estudo dessas rochas. Segundo Mehnert (1968), não é fácil referir-se, mesmo em um mesmo idioma, a esse tipo de rocha, com arranjos estruturais complexos, utilizando termos puramente descritivos, totalmente não-genéticos (Mehnert, 1968). O autor sugeriu então a utilização dos seguintes termos, utilizados amplamente até os dias atuais:

2.2 Definições adotadas por Mehnert (1968)

Paleossoma: Rocha parental ou encaixante inalterada ou apenas muito pouco modificada;

Neossoma: A porção “neo-formada” da rocha, dividida em *leucossoma* e *melanossoma*;

Leucossoma: contém minerais mais claros (quartzo e/ou feldspatos), comparado ao *paleossoma*;

Melanossoma: contém principalmente minerais escuros (máficos), como biotita, hornblenda, cordierita, etc.

Embora Mehnert defendesse que esses termos fossem essencialmente não-genéticos, é possível notar que em alguns dos termos, um caráter genético já está implícito. Por exemplo, na utilização do termo “Neossoma”. O fato de classificar essa parte do migmatito como “a porção neo-formada da rocha”, já coloca uma interpretação, de que uma parte está fundindo e outra não.

Ainda no mesmo trabalho, Mehnert sugeriu uma classificação baseada nos aspectos de campo (textura e estrutura na escala mesoscópica). O autor dividiu os migmatitos em 12 classes (Fig. 3).

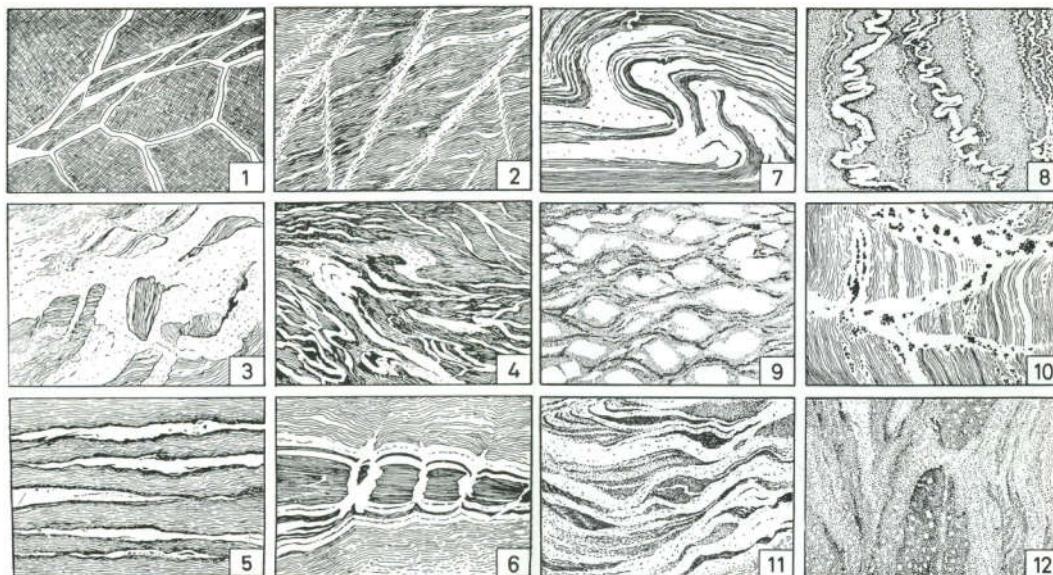


Figura 3 – Classificação de migmatitos de acordo com a estrutura, proposta por Mehnert (1968). 1 – Agmático (brechado); 2 – Diktyonítico; 3 – *Schollen*; 4 – Flebítica (venulado); 5 – Estromático (acamado); 6 – Surreítico (dilatacional); 7 – Dobrado; 8 – Ptigmático; 9 – Oftalmítico (*augen*); 10 – Stictolítico (flocos); 11 – *Schlieren*; 12 – Nebulítico (Extraído de Mehnert, 1968).

Essa classificação, embora tenha sido bem aceita e amplamente utilizada ao longo de várias décadas, criou certos vícios, levando muitos geólogos a classificar apenas visualmente as rochas de determinada área em alguma dessas 12 variedades de migmatitos, muitas vezes deixando de lado uma descrição mais detalhada e sistemática.

Em meados dos anos 80, o geólogo canadense Edward W. Sawyer, através de diversas publicações, iniciou uma nova fase do estudo de migmatitos. Sawyer propôs uma abordagem sobre o tema que ainda utiliza alguns termos antigos, como anatexia, neossoma, leucossoma, entre outros. Entretanto com a evolução do conhecimento acerca dos migmatitos, alguns termos e ideias clássicas foram mostrando fraquezas nas suas definições e aplicações, o que levou Sawyer a propor uma nova classificação, sugerindo inclusive o abandono de alguns termos.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Sawyer propôs, portanto, uma série de adequações nas definições de termos consagrados, visando tornar mais clara a conotação genética e/ou descritiva dos termos em questão. Por exemplo, nas definições antigas da palavra migmatito, Sawyer contestou o caráter não-genético definido por Mehnert (1968) “... a megascopically composite rock consisting of two or more petrographically different parts, one of which is the country rock generally in a more or less metamorphic stage, the other is of pegmatitic, aplitic, granitic or generally plutonic appearance.”. Para Sawyer (2008), a utilização de termos como “pegmatítico”, “aplítico” e “granítico” é inadequada, uma vez que esses termos já carregam implicações genéticas irrefutáveis. Outro problema nas nomenclaturas e definições antigas, segundo Sawyer, era o fato de não possuírem nenhuma referência precisa sobre o grau e condições metamórficas necessárias para a formação de migmatitos.

Para Sawyer (2008), a parte “neoformada” de um migmatito, deve ser petrogeneticamente relacionada à parte que está fundindo. Apenas nesses casos a rocha pode ser verdadeiramente considerada um migmatito. Nas páginas a seguir são listados vários termos redefinidos por Sawyer (2008). As fotografias de campo apresentadas como exemplo de cada tipo de morfologia são das rochas com feições de migmatização do Complexo Camboriú, área de estudo do presente trabalho.

2.3 Definições adotadas por Sawyer (2008)

Migmatito: Migmatito é uma rocha encontrada em terrenos metamórficos de médio a alto grau, que pode ser heterogênea em escala microscópica a macroscópica, constituída por duas ou mais partes petrograficamente diferentes. Uma das partes, denominada neossoma, tem que ter se formado por fusão parcial e deve conter rochas geneticamente vinculadas entre si e com o protólito por meio de fusão parcial ou separação entre líquido e fração sólida. A outra é a parte que sofreu fusão parcial, composta por rochas claras, de composição feldspática ou quartzofeldspática, e por rochas escuras, enriquecidas em minerais ferromagnesianos. A porção parcialmente fundida pode ter sua mineralogia, microestrutura e tamanho de

Programa de Pós-Graduação em Geociências

grão modificados, sem necessariamente desenvolver uma segregação em bandas máficas e félsicas.

Existem quatro partes básicas em um migmatito, embora nem todas possam ser encontradas em uma ocorrência específica, especialmente se o afloramento não tiver bom tamanho (menos de alguns m²); a escala é um importante fator no estudo de migmatitos. Há partes em que a fusão parcial aconteceu, partes das quais a fração de líquido foi extraída, partes onde a fração de líquido foi coletada, acumulada, ou foi injetada, e, é claro, há partes em que simplesmente não houve fusão (Sawyer, 2008).

Neossoma: As partes do migmatito neo-formadas, ou reconstituídas, por fusão parcial. O neossoma pode, ou não, ter sofrido segregação durante a qual o líquido e a fração sólida foram separadas.

Uma característica comum no neossoma é a granulometria mais grossa do que o resto do migmatito (Fig. 4). Com o aumento progressivo do volume de neossoma, a estrutura original da rocha é gradualmente apagada e destruída. Um neossoma pode apresentar uma ampla variedade de morfologias. É comum em muitos migmatitos o neossoma permanecer *in situ*, *i.e.*, sem segregação da parte sólida e líquida neo-formada. Entretanto se o volume de líquido gerado for grande, o neossoma pode se mover. Se as porções (*e.g.* lentes ou camadas de determinada composição) da rocha da qual o neossoma foi formado podem ser identificadas no estado pré-migmatítico, estas podem ser chamadas de **protólito** (Johannes, 1985), ou rocha parental (Ashworth, 1985). Isso significa, logicamente, que o protólito não pode estar presente em um migmatito, pois terá se convertido em neossoma.

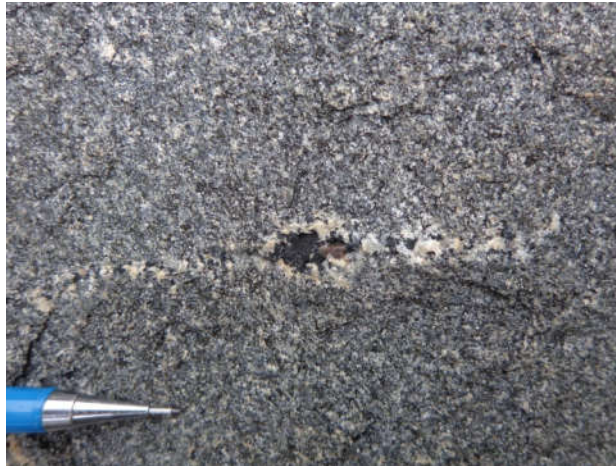


Figura 4 – Neossoma em um migmatito. Notar a granulometria maior do neossoma em relação ao restante da rocha.

Paleossoma: a parte do migmatito que não sofreu fusão parcial, na qual as estruturas (foliações, dobras, bandamento), que são mais antigas que a fusão parcial, estão preservadas. As microestruturas (tamanho, forma e orientação dos grãos) são igualmente preservadas, podendo localmente adquirir uma granulometria um pouco mais grossa, comparada a rochas similares que estão fora da região afetada pela anatexia.

O paleossoma existe porque sua composição não é apropriada para fundir parcialmente, não se tornando assim, um neossoma (Olsen, 1985). Algumas subdivisões do termo paleossoma são possíveis, e úteis, durante o mapeamento de migmatitos. Se, comparando os estágios pré- e pós-fusão parcial, algumas litologias persistem sem nenhuma modificação, mesmo dentro das zonas de grau metamórfico mais alto do migmatito. Estes levam o nome de **resistatos** (Read, 1957) ou refratários (Sawyer, 2008). Camadas de rochas calci-silicáticas, quartzitos e anfibolitos, são litologias que normalmente formam resistatos em terrenos migmatíticos.

2.3.1 Termos específicos para o Neossoma (Sawyer, 2008)

O início da fusão parcial transforma um protólito de uma fase (sólido), em um neossoma de duas fases (líquido + sólidos). A fração de líquida tem menor viscosidade e densidade ($2400 - 2700 \text{ kg/m}^3$ - Huppert and Sparks, 1988; Lister, 1989; Cruden et al., 1995) do que a parte sólida ($2650 - 3100 \text{ kg/m}^3$ - Turcotte and Schubert, 1982; Herzberg et al., 1983; Rudnick and Fountain, 1995). Consequentemente as duas partes do neossoma podem se separar, ou segregar. A parte do migmatito da qual a porção líquida é removida é definida a seguir.

Resíduo: a parte do neossoma onde predomina a fração sólida, deixada para trás depois da fusão e extração de toda, ou parte da fração líquida. Microestruturas indicando fusão parcial podem estar presentes.

Resíduo é um termo genérico; não há referência específica a alguma cor ou assembléia mineral da rocha. Para determinadas composições, o resíduo pode ser composto predominantemente por minerais de cor clara, como feldspato e quartzo; Porém, a fusão parcial de rochas comuns da crosta, geralmente origina resíduos dominados por minerais ferromagnesianos. Logo, a maioria dos resíduos são melanocráticos, e por isso levam o nome de **melanossoma**.

Melanossoma: a parte de cor escura do neossoma, em um migmatito que é rico em minerais de cor escura, como biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio, hornblenda, clinopiroxênio e olivina. O melanossoma é a fração sólida e residual (*i.e.* **resíduo**) deixada para trás depois que toda, ou parte da fração líquida for extraída. Microestruturas indicando fusão parcial podem estar presentes.

O complemento para o resíduo é, obviamente, derivado do líquido anatético, e essa parte do neossoma é chamada **leucossoma**.

Leucossoma: a parte de cor clara do neossoma em um migmatito, consistindo predominantemente de feldspato e quartzo. O leucossoma é a parte do migmatito derivada da segregação da parte parcialmente fundida; pode conter

Programa de Pós-Graduação em Geociências

microestruturas que indicam cristalização a partir de um líquido, ou magma. Leucossoma não precisa necessariamente ter a composição do líquido anatótico, pois processos de cristalização fracionada ou separação de um fracionado podem ter ocorrido.

A porção sólida e residual do neossoma pode, em muitas circunstâncias, ficar no lugar onde foi originada (*i.e. in situ*), embora a porção líquida seja potencialmente móvel. Desse modo, uma série de termos foi proposta por Sawyer (2008), para descrever o quão longe a fase anatótica líquida se moveu do local de onde foi formada até o local onde cristalizou. Esses termos são muito úteis na descrição dos elementos de uma ocorrência de migmatitos, assim como nas interpretações petrogenéticas acerca da ocorrência.

Leucossoma *in situ*: o produto de cristalização de um líquido anatótico, ou parte de um líquido anatótico, que foi segregado do seu resíduo, mas permaneceu no local em que o líquido foi formado.

Leucossoma *in source*: o produto de cristalização de um líquido anatótico, ou parte de um líquido anatótico, que migrou para fora do local onde foi formado, mas ainda dentro dos limites da sua camada de origem.

Veio ou dique leucocrático: o produto de cristalização de um líquido anatótico, ou parte do líquido anatótico, que migrou para fora da sua camada de origem, e foi injetado em outra rocha, a qual pode estar bem perto, ou longe, mas ainda na região afetada pelo evento anatótico.

Dique ou *sill* de Granito (ou granodiorito, tonalito, etc.): o produto de cristalização de um líquido félsico que migrou completamente para fora da sua fonte, e foi injetado em rochas encaixantes de menor grau metamórfico ou não-metamorfizadas.

Com o avanço dos estudos em áreas migmatíticas, uma feição bastante comum é descrita, e foi definida por Sawyer (2008) como **selvedge**. Na borda de leucossomas *in situ*, *in source* ou de diques leucocráticos ou graníticos, é comum a ocorrência de uma fina camada com composição, mineralogia ou microestrutura

Programa de Pós-Graduação em Geociências

diferente. Essas bordas não são o resíduo deixado após a extração do líquido anatético, e por isso uma nomenclatura distinta foi adotada. No caso da dessa borda ser predominantemente de minerais máficos (biotita, hornblenda), então o termo adotado é ***mafic selvedge***. Sawyer (2008) ainda sugeriu a definição do termo **magma**, no contexto do estudo de migmatitos, como um líquido silicático contendo cristais, o qual pode ter cristalizado de uma fase anatética líquida.

No mesmo trabalho, Sawyer propôs ainda uma divisão na classificação dos migmatitos. Essa divisão consiste em divisões morfológicas, de primeira, segunda e terceira ordem, descritas a seguir.

2.3.2 Divisão morfológica de 1ª ordem dos migmatitos (Sawyer, 2008)

A primeira divisão proposta por Sawyer (2008) consiste no grau de desagregação da rocha que está fundindo, com relação à progressão da fusão parcial e quantidade de líquido anatético. Nas regiões de mais baixo grau metamórfico de terrenos migmatíticos, o paleossoma é a parte dominante (*i.e.* a proporção de neossoma em relação ao paleossoma é pequena), e, estruturas antigas, pré-fusão, como bandamentos, foliações e dobras são amplamente preservadas. À medida que nos aproximamos das regiões de mais alto grau, uma visível mudança na morfologia dos migmatitos é observada. Com o aumento do volume de neossoma em relação ao paleossoma, os líquidos anatéticos adquirem mobilidade suficiente para romper as estruturas prévias. Portanto, dois termos, que já eram utilizados por Mehnert (1968), **metatexito e diatexito**, continuaram a ser utilizados por Sawyer (2008), porém com uma definição mais apurada, principalmente pelo fato de que este autor coloca uma diferença crucial entre “grau de fusão parcial” e “fração de líquido” dessa divisão. Se considerarmos um afloramento ideal em um sistema fechado, sem deformação, o volume da fração de líquido vai ser diretamente proporcional ao grau de fusão parcial. Porém, se tomarmos um exemplo mais natural, como um afloramento em que a fusão se dá concomitantemente à deformação, essa relação não é tão direta. Uma rocha com

Programa de Pós-Graduação em Geociências

um menor grau de fusão parcial pode ter, em determinada parte do afloramento, uma fração de líquido considerável, já que a deformação tende a gerar gradientes de pressão, capazes de extrair líquidos de certos locais e acumular em outros. Levando esses aspectos em consideração, Sawyer (2008) readequou os termos metatexito e diatexito de acordo com sua visão:

Metatexito: um migmatito que é heterogêneo na escala de afloramento, no qual estruturas pré-fusão parcial são amplamente preservadas no paleossoma (onde as microestruturas aparentam não ter sofrido modificação) e, possivelmente no melanossoma (resíduo), parte do neossoma, onde a fração de líquido é pequena. A porção de neossoma é geralmente segregada em leucossoma e melanossoma, embora neossomas não segregados possam ocorrer também.

Diatexito: um migmatito em que o neossoma é dominante, através do qual o líquido anatético é pervasivamente distribuído. Estruturas pré-fusão parcial são raras ou ausentes no neossoma, e são comumente substituídas por estruturas de fluxo sin-anatéticas (e.g. foliações magmáticas ou submagmáticas, *schlieren*), ou por neossomas isotrópicos. O neossoma é variável em aparência, refletindo uma grande variação na fração de líquido, podendo variar de predominantemente leucocrático a predominantemente mesocrático (e.g. líquido e resíduo não segregado) até melanocrático. Paleossoma pode ocorrer como fragmentos (também chamados “*schollen*”).

2.3.3 Divisão morfológica de 2ª ordem dos migmatitos (Sawyer, 2008)

De acordo com Sawyer (2008), a morfologia de um migmatito nos estágios iniciais de fusão parcial é normalmente controlada por fatores físico-químicos, que determinam o exato local onde o primeiro líquido, e, conseqüentemente, o primeiro neossoma *in situ* irá se formar. Essa morfologia inicial é provavelmente mais bem conservada em ambientes onde as tensões diferenciais são pequenas, e.g., no entorno de auréolas de metamorfismo de contato. Entretanto, tensões diferenciais atuando durante a formação desses neossomas *in situ*, irão fazer a fração de líquido

Programa de Pós-Graduação em Geociências

migrar para estruturas de dilatação no migmatito. Consequentemente, novas mudanças na morfologia do migmatito na escala de afloramento, não são atribuídas apenas a processos petrológicos de fusão parcial; elas resultam de uma interação de dois fatores: (i) A proporção de líquido em diferentes partes do migmatito. O líquido será redistribuído como resposta às tensões diferenciais; Desta maneira, a quantidade de líquido presente pode variar de 0 a 100 vol.%. (ii) A maneira como as rochas respondem às tensões diferenciais enquanto o líquido está presente. A posição dos sítios de dilatação é controlada pela distribuição das camadas competentes e pela maneira como a tensão ocorre. Parte dessa resposta será influenciada pela distribuição inicial (pré-anatética) das litologias competentes e incompetentes, mas será controlada também pelas estruturas que se formam durante a deformação e pelos locais de coleta de líquidos. À medida que a fração de líquido aumenta, a tensão tenderá a se particionar para dentro das partes portadoras de líquido (Vigneresse e Tikoff, 2000) do migmatito. Consequentemente, a morfologia do migmatito será muito heterogênea; um migmatito visto em um afloramento de 1 m², pode não ser descrito da mesma maneira quando visto em um afloramento de 10.000 m².

2.3.3.1 Morfologias características de metatexitos (Sawyer, 2008)

Frações pequenas de líquido em condições de baixa tensão, como mostrado na figura 4, correspondem aos estágios iniciais da fusão. Segundo Sawyer (2008), as evidências de campo do início da fusão parcial são comumente negligenciadas, pois os primeiros sinais de fusão parcial são sutis. Minerais reagentes tendem a ficar levemente arredondados no início da fusão. Se a reação de fusão gerar um produto sólido, esse mineral será facilmente reconhecível. A primeira evidência de fusão parcial em alguns migmatitos é o desenvolvimento de filmes quartzo-feldspáticos finos; esses filmes representam um líquido anatético cristalizado (Holness e Clemens, 1999; Sawyer, 1999; Holness e Watt, 2002).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

“Patch migmatites”: são formados onde frações de líquido um pouco maiores foram geradas, em locais pontuais (*patches*), conforme exemplo na figura 5. O paleossoma é dominante, e os *patches* de neossoma têm geralmente formatos arredondados ou ovais. Esse tipo de neossoma já havia sido descrito por Sederholm (1907) como “*blind ending neosome*”.



Figura 5 – “Patch migmatite”. Notar os contatos difusos do neossoma com sua encaixante, assim como sua granulometria mais grossa.

“Dilation-structured migmatites”: (estrutura surreítica de Mehnert, 1968), é um tipo peculiar de migmatito. O leucossoma é localizado em estruturas de dilatação (*i.e.* baixa-pressão), como os *necks* de boudins, sombras de pressão, ou em fraturas, desenvolvidas nas camadas de maior competência do migmatito (Fig. 6). Tipicamente, esses locais de dilatação são comparativamente pequenos e restritos a camadas específicas, e não formam uma rede distribuída por toda a extensão de um afloramento. Essa morfologia implica na existência de camadas de competência diferente no migmatito, durante uma extensão paralela a essas camadas.



Figura 6 – Exemplo de um “*dilation-structured migmatite*” onde o leucossoma gerado na fusão migra para uma zona de baixa pressão, nesse caso o neck de um boudin, formado em uma camada competente de anfibolito.

Sawyer (2008) apresenta uma figura esquemática (Fig. 7), onde são ilustradas as possibilidades de formação de zonas de baixa pressão, para onde os leucossomas tendem a migrar durante uma fusão sin-deformação.

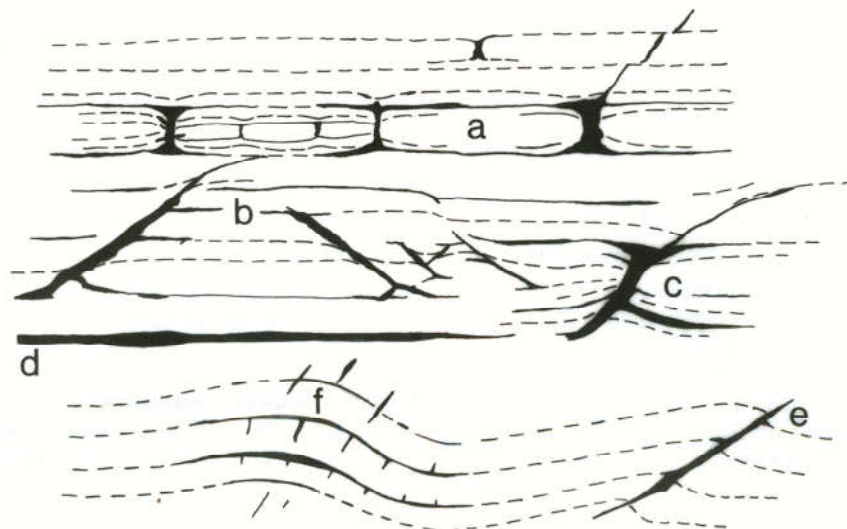


Figura 7 – Representação esquemática de alguns dos locais onde o leucossoma tende a ser encontrado nos “*Dilation-structured migmatites*”. Áreas em preto representam leucossomas, e linhas pontilhadas representam uma foliação (bandamento, xistosidade). a) Leucossoma nos *necks* de *boudins*, desenvolvidos nas camadas mais competentes; b) Leucossoma em *shear bands* extensionais (com movimento sintético e antitético); c) Leucossoma em um *boudin* de foliação assimétrica; d) Leucossoma orientado paralelo à foliação (migmatito estromático) e) Leucossoma cortando o flanco curto de uma dobra assimétrica; (Extraído de Sawyer, 2008).

“Net-structured migmatites”: (estrutura diktionítica de Mehnert, 1968), é um tipo muito comum de migmatito metatexítico. A feição típica dessa morfologia são os leucossomas ocorrendo como injeções, sistematicamente orientadas em duas ou mais direções, de modo que suas intersecções criam um padrão como uma “rede”, delimitando blocos de formato losangular ou poligonal (Fig. 8). Nos estágios iniciais da fusão, os leucossomas tendem a ser estreitos, com alta razão de forma e circundados por melanossoma. Essa morfologia é comumente o resultado de um ou mais conjuntos de *shear bands* extensionais, preenchidos com leucossoma.



Figura 8 – Exemplo de um “*net-structured migmatite*”, com dois conjuntos de injeções de leucossoma, em direções diferentes.

“Stromatic or layer-structured migmatites” ou migmatito estromático: é caracterizado por ter diversas bandas de leucossoma relativamente pouco espessas (da ordem de mm ou cm), lateralmente persistentes, paralelas ao principal plano de anisotropia do paleossoma (Fig. 9). Cada banda é chamada de *stroma* (*stromata* no plural). Essa anisotropia planar do paleossoma, é tipicamente um bandamento gnáissico ou ígneo, ou qualquer foliação. Geralmente, cada banda de leucossoma tem melanossoma dos dois lados; em alguns casos, entretanto, o

Programa de Pós-Graduação em Geociências

melanossoma pode ocorrer apenas em um lado. Historicamente se tem discutido a origem desse tipo de morfologia, que é interpretada por alguns autores como resultado de repetidas injeções de magma entre as camadas, ou planos de foliação; conseqüentemente, Michel-Lévy (1893) introduziu o termo *lit-par-lit* para descrever essa morfologia. Porém, estudos petrográficos e geoquímicos têm demonstrado que em alguns desses migmatitos do tipo “*layered-structured*”, a porção melanocrática é o resíduo deixado após a extração da porção líquida, a qual corresponde à composição do leucossoma adjacente (Sawyer, 1991; Oliver e Barr, 1997).



Figura 9 – Exemplo de “*stromatic migmatite*”, onde a principal característica são as bandas de leucossoma, relativamente finas e lateralmente persistentes. Notar a presença de hornblenda dentro das bandas de leucossoma.

Com a progressão da fusão, a proporção de líquido aumenta, e o migmatito entra na chamada “zona de transição” entre metatexitos e diatexitos. Essa zona é delimitada pela fração de líquido presente no migmatito, e se estende de 26-60% de líquido, como mostrado na figura 10.

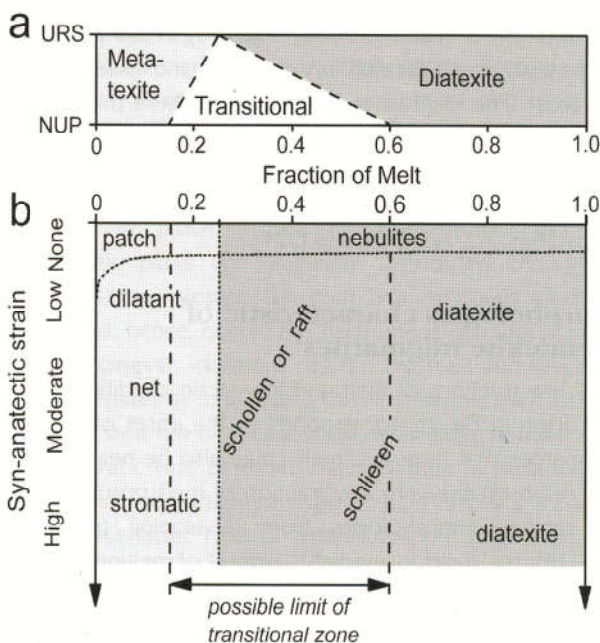


Figura 10 – Diagrama fração de líquido vs. deformação sin-anatética. Na figura estão indicados os tipos de migmatitos, posicionados em relação à “zona de transição” que divide os campos de metatexitos e diatexitos (Extraído de Sawyer, 2008).

2.3.3.2 Morfologias características de diatexitos (Sawyer, 2008)

“Schollen or raft-structured migmatites”: são caracterizados por “schollen” ou “rafts”, (fragmentos com alta razão de forma), remanescentes do paleossoma, litologias refratárias, ou melanossoma dentro do leucossoma. Esse tipo de migmatito é comum na zona de transição de migmatitos metatexíticos para diatexíticos, assim como nas porções com menos líquido em migmatitos diatexíticos. A proporção de paleossoma, melanossoma e litologias refratárias é maior no início dessa zona de transição, onde a continuidade lateral da estrutura principal começa a romper. As camadas ou *schollen* de paleossoma são relativamente grandes e têm alta razão de forma, e alguns mostram extremidades arredondadas, geralmente sem muita rotação (Fig. 11a). Mais longe da zona de transição, em direção ao domínio dos diatexitos, há uma progressiva diminuição de tamanho, razão de forma e números

Programa de Pós-Graduação em Geociências

de *rafts* ou *shollen* (Fig. 11b). Tipicamente os *schollen* são mais arredondados, rotacionados e dispersos no neossoma leucocrático. As porções leucocráticas geralmente têm uma foliação de fluxo definida pela orientação de minerais placoides, como feldspatos e micas.

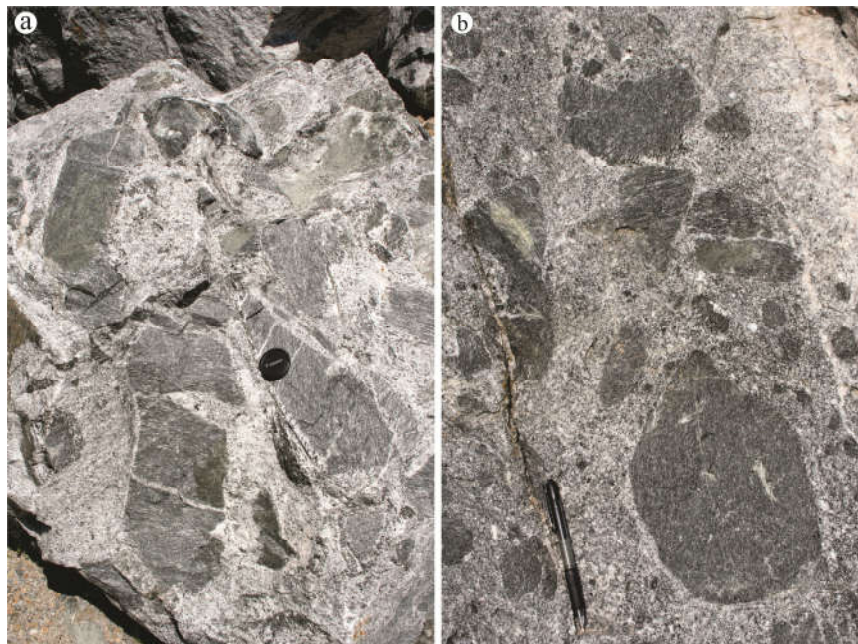


Figura 11 – Exemplos de “*schollen migmatites*”; a) fragmentos (*schollen*) com alta razão de forma, grandes e com pouca rotação, sugerindo condições do início da zona de transição (mais próximo dos metatexitos); b) *schollen migmatite* com fragmentos menores, mais arredondados e com menor razão de forma, o que sugere condições mais próximas ao campo dos diatexitos na zona de transição.

“**Schlieric migmatites**”: têm estruturas de fluxo bem desenvolvidas, indicadoras de trilhas de minerais alongados ou placoides, mais comumente biotita, mas também silimanita, plagioclásio, ortopiroxênio, e anfibólio, que são chamados de *schlieren* (Fig. 12). *Schollen* de paleossoma, litologias refratárias e melanossoma podem estar presentes, mas estes são bem menos abundantes do que nos migmatitos do tipo *schollen*. A passagem de migmatitos tipo *schollen* para o tipo *schlieric* é obtida pelo aumento da fração de líquido, ou da razão neossoma / paleossoma.



Figura 12– “*Schlieric migmatite*”, mostrando uma série de *schlieren*, que marcam um bandamento de fluxo, além de alguns fragmentos de paleossoma e/ou melanossoma (*schollen*).

“*Diatexite migmatites*” ou diatexito: são dominados por neossoma, e raros ou ausentes relictos de paleossoma. Estruturas pré-fusão parcial, como foliações, dobras e bandamentos, ocorrem apenas no esparsos *schollen* de paleossoma. Entretanto, uma foliação definida pela orientação de minerais placoides ou tabulares, mais comumente plagioclásio e mica, é desenvolvida durante o fluxo, em um estado magmático ou submagmático. Um bandamento de fluxo dado por camadas de mineralogia diferente, tamanho de grão ou microestruturas também pode estar presente. Esse tipo de migmatito contém uma grande fração de líquido, e, quando começa a resfriar e cristalizar na presença de tensões diferenciais, uma foliação dada pelo alinhamento dos cristais pode se desenvolver.

2.3.4 Morfologias de migmatitos fora da divisão metatexito-diatexito (Sawyer, 2008)

Duas das estruturas de migmatitos definidas por Mehnert (1968), “*vein*” e “*folded*”, são diferentes dos outros tipos descritos até agora, pois ocorrem tanto em metatexitos como em diatexitos. O principal controle na morfologia de dobras em migmatitos é o mecanismo pelo qual as dobras se formaram, e isso é ligado com a fração de líquido presente, além da forma e geometria das anisotropias presentes no migmatito. Em migmatitos metatexíticos, onde há predominância de paleossoma, dobras podem se formar por processos como flambagem, porém em migmatitos diatexíticos, onde o neossoma predomina, as dobras podem se formar devido à instabilidades de fluxo (*i.e.* dobras passivas). Já os “*vein migmatites*” são singulares; sua morfologia não é controlada pela fração de líquido, mas pela formação de fraturas da rocha encaixante, e pela relação temporal dos processos de formação das fraturas com o resto da história anatética.

“***Fold-structured migmatites***” ou migmatito de estrutura dobrada: se desenvolvidos com baixas frações de líquido, nos estágios iniciais de anatexia, geralmente têm morfologias que são controladas pela relativa diferença de competência entre as camadas de paleossoma. Em rochas relativamente incompetentes, as dobras do paleossoma são do tipo similares, mas, no caso de haver camadas mais competentes, as dobras desenvolvidas serão do tipo paralelas. Durante o dobramento, parte do líquido em um migmatito migra para locais de dilatação que se desenvolvem assim que a dobra cresce, resultando em leucossoma nas charneiras das dobras, e paralelo e/ou entre as camadas dobradas, em planos axiais cisalhantes, ou em *shear bands* desenvolvidas nos flancos da dobra. Uma série de estudos (*e.g.* Allibone e Norris, 1992; Collins e Sawyer, 1996) mostram que geralmente há mais leucossoma nas charneiras das dobras do que nos flancos; essa constatação pode indicar que os flancos são regiões de perda de líquido, e, as charneiras, regiões de acumulação de líquido, o que é confirmado pelos experimentos análogos de Barraud et al. (2004). Outros autores (*e.g.* Edelman,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

1949; Kranck, 1953; Wynne-Edwards, 1963; McLellan, 1984) notaram que onde a fração de líquido alcança e excede o “*melt-escape threshold*” (26-40% de líquido), há uma progressão de dobras planares e cilíndricas, para dobras não-cilíndricas, não-planares, desarmônicas e convolutas (Fig. 13), com superfícies de descolamento entre algumas camadas.



Figura 13 – Dobras convolutas e desarmônicas, resultado de um grande volume de líquido gerado por fusão parcial.

“*Vein-structured migmatites*” ou migmatito de estrutura venulada: contém uma ou mais gerações de veios leucocráticos (de composição granítica, granodiorítica ou tonalítica) discordantes, os quais são tipicamente superimpostos em uma morfologia metatexítica ou diatexítica anterior. Todos esses conjuntos de veios, ou apenas um deles, podem estar deformados, mas comumente os conjuntos mais novos consistem em preenchimentos de fraturas planares indeformadas, posteriores ao pico da anatexia e o pico de produção de líquido na encaixante. É importante determinar se o líquido nos veios pertence ao mesmo evento anatético que formou os migmatitos, para colocá-lo na mesma história, ou não. No caso de serem veios mais novos, o termo correto a ser utilizado é “*veined migmatite*”.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Dadas essas definições e nomenclaturas definidas por Sawyer (2008), um quadro resumo (Fig.14) desses termos é apresentado no mesmo trabalho, a fim de organizar visualmente os termos e suas relações.

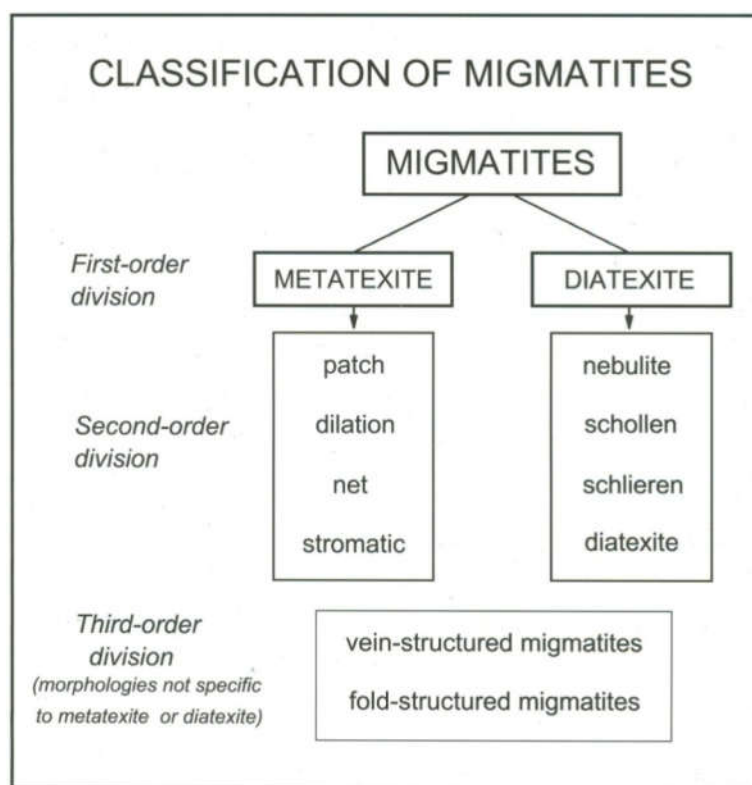


Figura 14 – Quadro resumo das nomenclaturas definidas e adotadas por Sawyer (2008), utilizadas também no presente trabalho.

Uma consideração a ser feita acerca de todas nomenclaturas aqui apresentadas, é que os diversos tipos de classificações de migmatitos apresentadas, sejam as divisões de 1^a, 2^a ou 3^a ordem de Sawyer (2008), não são excludentes, i.e., em um determinado afloramento, podem estar presentes mais de um tipo de migmatito. Um migmatito do tipo *stromatic migmatite* pode naturalmente conter feições de *net-structured*, e *fold-structured migmatite*, assim como um afloramento pode ter porções classificadas como metatexitos, e, outras porções classificadas como diatexitos. Em terrenos migmatíticos, a coexistência dessas diferentes feições é comum, e o que deve se buscar é uma descrição criteriosa e

Programa de Pós-Graduação em Geociências

detalhada de todas as feições presentes, ao invés de apenas classificar a rocha de acordo com algum termo já consagrado, podendo assim perder-se informações vitais sobre a história genética da rocha em questão.

2.4 Fusão por desidratação de minerais hidratados (dehydration-melting) vs. Fusão assistida por água (water-fluxed melting)

2.4.1 Definições de “dehydration melting” e “water fluxed-melting”

A fusão parcial da crosta continental é conhecida como anatexia. Rochas parcialmente fundidas nesse processo (migmatitos) ocorrem tipicamente nas áreas de mais alto grau em terrenos metamórficos, assim como próximo a auréolas de contato de intrusões ígneas (Vernon e Clarke, 2008). Durante a década de 80, alguns trabalhos (Clemens e Vielzeuf, 1987; Powell, 1983; Thompson, 1983) introduziram a ideia de que na crosta média e inferior, a baixa porosidade de rochas de alto grau metamórfico não possibilitaria a presença de água nessas regiões, apenas em quantidades muito pequenas. Esses trabalhos postularam a ideia que a anatexia de regiões da crosta média e inferior é caracterizada por fusão anidra. Desde então, o estudo da geração de magmas crustais voltou-se apenas para o processo de reações de desidratação de minerais hidratados “*dehydration-melting reactions*” (e.g. Johannes e Holtz, 1991; Patiño Douce and Johnston, 1991; Vielzeuf e Holloway, 1988).

Entretanto, existem processos distintos de fusão crustal, em que outras variáveis, como a presença de água livre, participam e modificam as condições de pressão e temperatura do processo de fusão parcial da crosta. Tomando como exemplo um granito, que durante o aquecimento em condições de metamorfismo cruza a sua curva *solidus* (mais precisamente a *water-saturated solidus*, que significa a temperatura necessária para a rocha fundir na presença de água livre no sistema) sem fundir, e água livre é posteriormente adicionada ao sistema em alguma temperatura mais alta, e.g., em zonas de cisalhamento, fusão na presença de água

Programa de Pós-Graduação em Geociências

(*water-fluxed melting*) pode ocorrer. Os produtos (paleossoma e neossoma) gerados nesse tipo de fusão irão ter características distintas em relação ao processo de anatexia classicamente descrito (*dehydration melting*), principalmente na presença, tipo e composição das fusões e dos minerais peritéticos (Vernon e Clarke, 2008; Weinberg e Hasalova, 2015).

Desse modo, é preciso considerar o processo de *water-fluxed melting* como um importante processo na diferenciação dos continentes. As taxas de fusão, e, conseqüentemente, os volumes de líquido gerados nesse tipo de fusão são muito grandes, uma vez que dependem apenas do conteúdo de água adicionado, e não são tão dependentes da mineralogia da rocha (Weinberg e Hasalova, 2015). A adição de pequenas quantidades de água (1-2%) irá ter um grande impacto na produtividade de líquido anatético (Johannes e Holtz, 1996), como mostrado na figura 15.

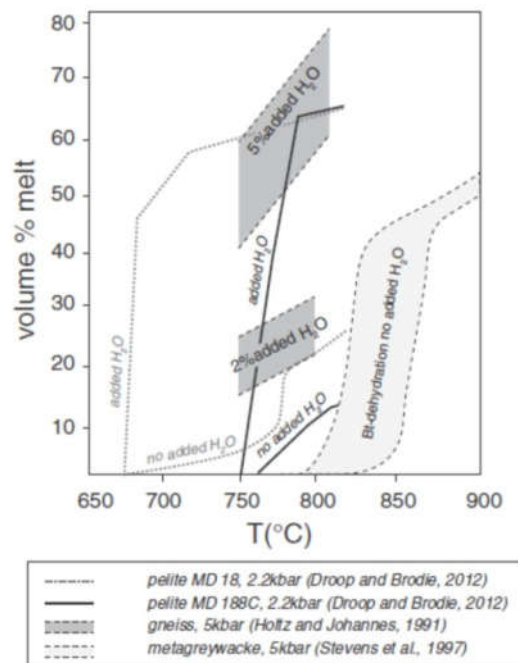


Figura 15 – Diagrama do volume de líquido gerado de acordo com cada temperatura, com diferentes volumes de água adicionados. (Extraído de Weinberg e Hasalova, 2015)

Roberto F. Weinberg, a partir de meados dos anos 2000, iniciou uma série de estudos enfocando *water-fluxed melting*, contribuindo para o entendimento e desenvolvimento dos estudos de fusão crustal. Um trabalho de grande contribuição para esse tema é o recente artigo “*Water-fluxed melting of the continental crust: a review*” de Weinberg e Hasalova (2015). Essa revisão abordou diversas questões sobre esse tipo de fusão, como aporte de água na crosta, papel da água nas reações de fusão, formação de minerais peritéticos, composição e volume dos líquidos gerados, morfologia dos migmatitos, controles estruturais desse tipo de fusão, entre outras questões, que serão resumidamente abordadas a seguir.

Um ponto crucial nessa discussão é como extrair líquidos anatéticos ricos em água de uma determinada fonte, para formar plútons e batólitos em níveis superiores da crosta, sem que a água contida nesses líquidos promova mais fusão das encaixantes, o que impossibilitaria sua ascensão. Clemens e Vielzeuf (1987) mostraram que magmas na crosta superior são caracteristicamente subsaturados em água, e, a partir disso, inferiram que estes são gerados por *dehydration melting*. Porém, estudos experimentais de fusão de metapelitos (Holtz e Johannes, 1991) determinaram que entre 700 e 800 °C os líquidos anatéticos formados nesse caso são subsaturados em água, embora fluidos aquosos tenham sido necessários para ativar a fusão. Desse modo, líquidos gerados por *water-fluxed melting* são também subsaturados em água, e têm capacidade de migrar para níveis superiores da crosta, com o potencial de formar intrusões e corpos ígneos (Weinberg e Hasalova, 2015).

2.4.2 Minerais Peritéticos

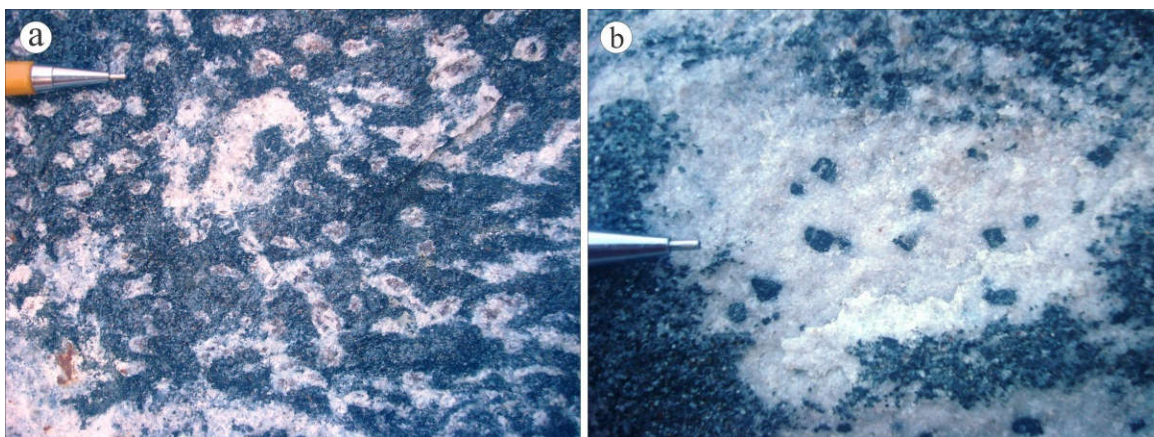
Um parâmetro importante a ser notado nos processos de *water-fluxed melting* e *dehydration melting* é a presença de determinados minerais peritéticos, que ajudam a diagnosticar qual tipo de processo ocorreu. De acordo com Erdman et al. (2012), minerais peritéticos são formados através de reações incongruentes

Programa de Pós-Graduação em Geociências

controladas pela temperatura, pressão ou variação composicional. É comum a formação de minerais peritéticos em reações de fusão incongruentes. Durante a fusão, determinados elementos não tem capacidade de ir para a fração fundida, e cristalizam, como minerais peritéticos, ao mesmo tempo da formação do líquido, geralmente com hábitos euédricos a subédricos (pelo fato de terem espaço, pois estão cristalizando contra uma fração líquida em formação), e com inclusões do líquido gerado.

Leucossomas com micas e hornblenda peritéticas, sem a presença de minerais peritéticos anidros, são provavelmente produtos de fusão na presença de água, enquanto leucossomas que carregam minerais peritéticos anidros são provavelmente formados por *dehydration melting* (Brown, 2013). De acordo com Weinberg e Hasalova (2015), a presença de minerais peritéticos anidros, como granada, cordierita, orto- e clinopiroxênio e K-feldspato, sugerem um processo de fusão por *dehydration melting*. Se houver a formação de hornblenda peritética, a reação de fusão necessariamente deverá envolver a presença de água, sendo portanto, um processo de *water-fluxed melting*.

De acordo com Sawyer (2001), existem determinadas feições diagnósticas para o reconhecimento de minerais peritéticos (Fig. 16); dentre essas feições pode-se citar (i) cristais com hábito euédrico cristalizados contra o líquido inferido já cristalizado (tipicamente cristais de quartzo e/ou feldspatos); (ii) cristais com granulometria maior do que a granulometria média da rocha encaixante; (iii) cristais bem formados localizados dentro de leucossomas *in situ*;



Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figura 16 – Exemplos de ocorrência de minerais peritéticos na área de estudo; a) cristais de titanita peritética euédrica, dentro de leucossomas *in situ*; b) cristais de hornblenda peritética subédrica a euédrica, dentro de leucossoma *in source*.

2.4.3 Temperatura de Fusão

A temperatura de fusão é também controlada pela presença ou ausência de água no sistema. De acordo com Weinberg e Hasalova (2015), as reações de *water-fluxed melting* de rochas crustais comuns, como pelitos e granitos, começam a fundir a partir da fácies anfíbolito superior, em temperaturas em torno de 620-650°C em pressões crustais normais (Figura 17), aproximadamente 50-100°C abaixo da temperatura de quebra da muscovita na fácies granulito (e.g. Patiño Douce e Harris, 1998), e mais de 100-150°C abaixo da temperatura das reações de quebra da biotita (Castro et al., 2000; Holtz et al., 2001; Wyllie et al., 1976). Outra diferença significativa é que as curvas *solidus* na presença de água, não são particularmente dependentes da composição do protólito, para rochas félsicas a intermediárias, e a composição dos líquidos gerados não é diretamente relacionada à paragênese da rocha (Rubatto et al., 2009). A implicação disso é que múltiplas litologias fundem em condições similares e a composição dos líquidos eutéticos é similar para uma variedade de rochas graníticas e metasedimentares (Clemens e Droop, 1998; Rubatto et al., 2009). De acordo com Moyen e Stevens (2006), a presença de água, rochas metabásicas fundem em ca. 700-750°C em altas pressões e em ca. 650°C (em 6-10 kbar).

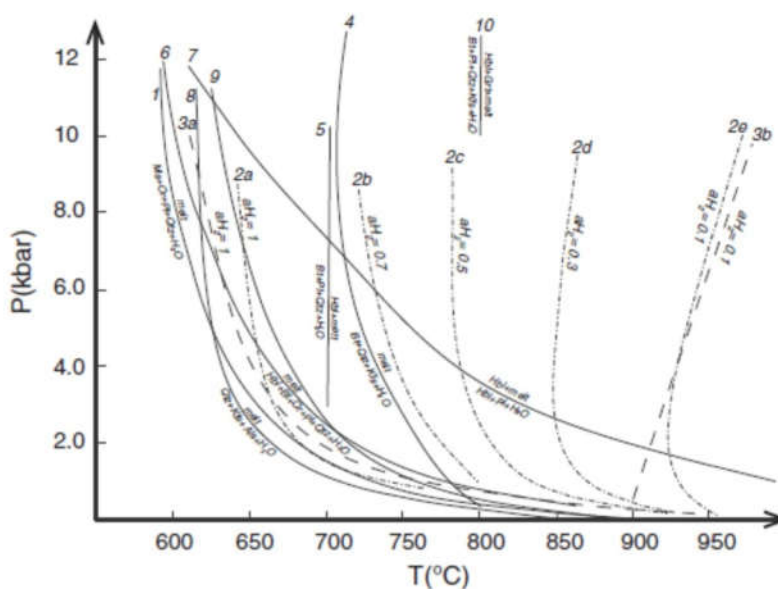


Figura 17 – Diagrama P_xT de diversas reações de *water-present melting* (Extraído de Weinberg e Hasalova, 2015)

Temperaturas de fusão são comumente determinadas através de minerais residuais, utilizando modelamentos termodinâmicos e petrologia (e.g. Spear, 1993). É possível combinar isso com geotermômetros desenvolvidos baseados na solubilidade de Zr e Ti, em fusões na presença de zircão e rutilo, assim como termômetros baseados na concentração de Ti em zircão, e concentração de Zr em rutilo (e.g. Ferry e Watson, 2007; Harrison et al., 2007; Hayden e Watson, 2007; Watson e Harrison, 2005; Zack et al., 2004) além de geotermômetros baseados no equilíbrio de diferentes fases minerais, como plagioclásio e anfibólio (Holland e Blundy, 1994; Blundy e Holland, 1990). De acordo com Weinberg e Hasalova (2015), essas temperaturas estimadas podem auxiliar na determinação da presença ou ausência de fases fluidas aquosas durante a fusão. O processo de *water-fluxed melting* tem sido usado para explicar vários casos onde a temperatura de fusão estimada é muito baixa para permitir o processo de *dehydration melting*, ou muito baixa para produzir os volumes de líquido anatético documentados (e.g. Genier et al., 2008; Jung et al., 2000; Mogk, 1992; Sawyer, 2010).

2.4.4 Conteúdo de água nos líquidos antéticos

De acordo com Johannes e Holtz (1996), a curva *solidus* é definida pela primeira aparição de líquido durante a fusão, que será sempre a *water-saturated solidus*, exceto na ausência total de água. A temperatura da *solidus* é independente do conteúdo de água disponível porque mesmo uma pequena quantidade de água disponível já é suficiente para gerar o primeiro líquido anatético (Johannes e Holtz, 1996). Curvas *liquidus* (Fig. 18), são definidas pelos mesmos autores como curvas de conteúdo de água mínimo para estabilizar um líquido. Em haplogranitos, essas curvas representam a quantidade de água em um líquido em equilíbrio com os cristais de quartzo e feldspato adjacentes: se o conteúdo de água diminuir, ficando abaixo desse valor, parte do líquido irá cristalizar para recuperar o valor mínimo; se o conteúdo de água aumentar, mais fusão irá ocorrer para recuperar o valor mínimo (Holtz et al., 2001).

Curvas de conteúdo máximo de água são aquelas que separam o campo dos líquidos anatéticos, do campo onde esses líquidos e fluidos aquosos coexistem (Weinberg e Hasalova, 2015). Essas curvas correspondem à solubilidade de água em líquidos silicáticos, e aumentam com a pressão (linhas pontilhadas horizontais na figura 18; Robertson e Wyllie, 1971; Holtz et al., 2000), com pouco efeito da temperatura.

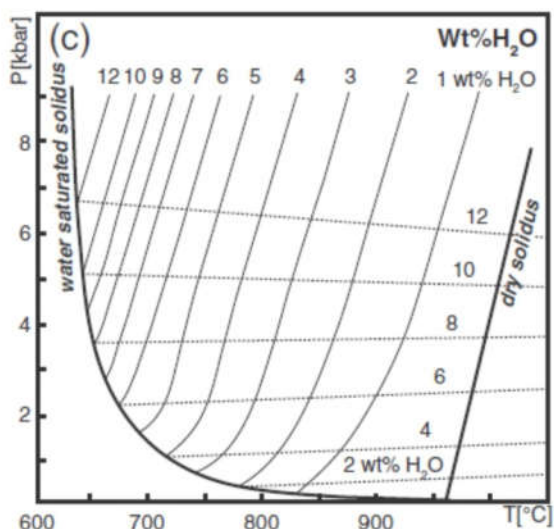


Figura 18 – Diagrama mostrando as curvas *water saturated solidus*, *liquidus* (linhas diagonais sólidas) e curvas de máximo conteúdo de água (linhas subhorizontais pontilhadas).

2.4.5 Morfologia do Neossoma

De acordo com Weinberg e Hasalova (2015), neossomas formados por *water-fluxed melting* e *dehydration melting* têm morfologias diferentes. Sawyer (2008, 2010) resumiu características típicas de neossomas formados por *water-fluxed melting*: (i) leucossoma com limites difusos com a rocha encaixante (Fig. 19); (ii) microestruturas em torno do neossoma são preservadas; (iii) se o fluido aquoso adentrar o protólito via uma fratura, o leucossoma terá o aspecto de uma rede que obedece as direções das fraturas; (iv) comumente os leucossomas não têm melanossoma ou *mafic selvages* associados; (v) a água irá alterar parcialmente ou totalmente qualquer mineral anidro nas proximidades dos leucossomas; Já os leucossomas formados por *dehydration melting* tipicamente têm: (i) contatos retos com a rocha encaixante, com bordas de melanossoma claramente definidas; (ii) o leucossoma não preserva microestruturas no seu entorno; e (iii) a rede de leucossoma é muito tem aparência muito variável;

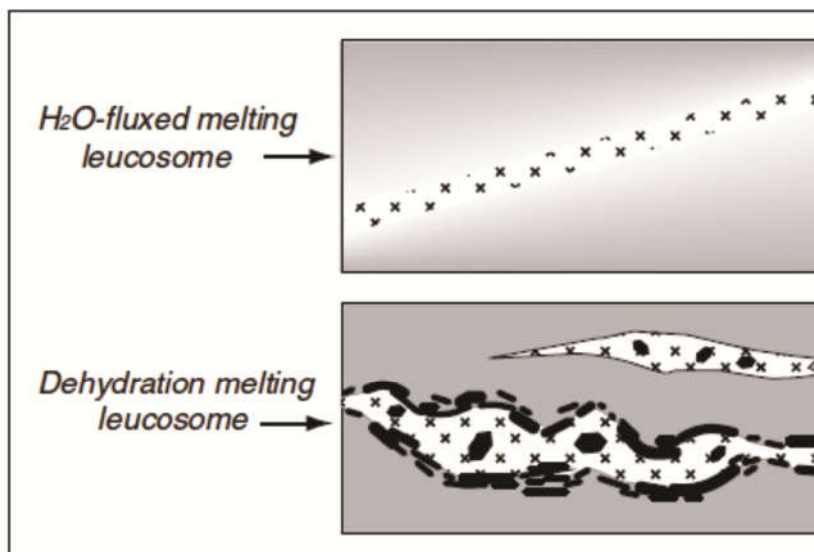


Figura 19 – Morfologias dos neossomas formados por *water-fluxed melting* e *dehydration melting* (Extraído de Weinberg e Hasalova, 2015).

Acosta-Vigil et al. (2006) mostrou experimentalmente que a fusão de um leucogranito aplítico na presença de água em excesso resulta em um rede interconectada de líquido anatético, mesmo em níveis muito baixos de fusão (<5 vol.%). Os líquidos tendem a ocupar todos os limites dos grãos e pontos tríplices na rocha. Isso é consistente com a descoberta de que um aumento no conteúdo de água resulta em um pequeno decréscimo nos ângulos diedros (Fig. 20) do líquido anatético (Laporte, 1994). Ângulos diedros menores que 60° permitem uma interconectividade dos líquidos, enquanto os maiores que 60° tendem a formar bolhas isoladas de líquido, incapazes de conectar-se (Holness, 2006). *Water-present melting* deve, portanto, ser caracterizada por ângulos diedros pequenos, capazes de promover uma interconectividade dos líquidos gerados na fusão, possibilitando uma efetiva segregação desses líquidos, assim como uma difusão de elementos efetiva através dessa rede (Weinberg e Hasalova, 2015). Isso difere do processo de *dehydration melting*, onde as primeiras fusões formam pequenos bolsões isolados nos pontos tríplices de contato entre cristais, ou formam filmes ao longo dos limites dos grãos ou fraturas (e.g. Sawyer, 2001).

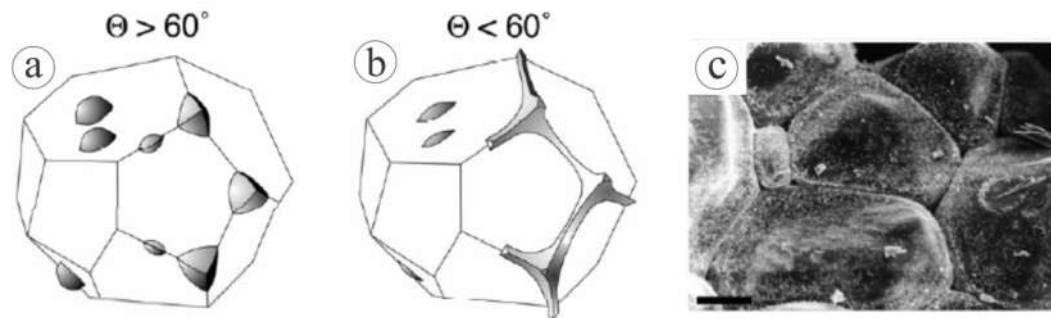


Figura 20 - Ângulos diedros; a,b) Ilustrações mostrando a diferença no equilíbrio da topologia dos líquidos, acima e abaixo do valor crítico de 60° , para obter ou não a interconectividade dos líquidos. Depois de Watson & Brenan (1987); c) Cristais de quartzo mostrando ângulos diedros menores que 60° (Holness, 1992). Notar os canais nas junções tríplexes dos grãos (barra de escala: $20\ \mu\text{m}$).

2.4.6 Microestruturas em migmatitos

Enquanto leucossomas *in situ* centimétricos e camadas de leucossoma solidificado são claramente visíveis em um migmatito no campo, se a maior parte dos líquidos for drenada para fora da rocha, ou se a anatexia produzir apenas pequenos volumes de líquido, informações sobre a distribuição da fusão parcial na rocha estarão limitadas à micro-escala (Holness, 2008), principalmente nos limites dos cristais. Mesmo em pequenas quantidades, a presença de líquido tem um papel muito importante na evolução dos migmatitos.

De acordo com Sawyer et al. (2011) a combinação de fusão e deformação é crítica: a presença de líquido nos contatos dos cristais enfraquece a rocha, e rochas com resistência diminuída deformam mais rápido, influenciando o modo como cadeias de montanhas crescem e como riftes se propagam. Forças tectônicas também direcionam o movimento dos líquidos anatéticos para fora da crosta continental inferior, resultando em uma irreversível diferenciação da crosta. Se fusões félsicas formadas na crosta continental são a fonte de magmas graníticos dos quais plutons na crosta superior são derivados, deve existir, ou ter existido, um

Programa de Pós-Graduação em Geociências

caminho dos limites dos cristais (microescala) de onde o líquido se formou, até o pluton (macro ou megescala).

Reconhecer os estágios iniciais de fusão na microescala é uma tarefa que exige a utilização conjunta de vários critérios. De acordo com Sawyer (2001) existem alguns critérios determinantes para reconhecer esses estágios, citados abaixo:

- áreas com formato cúspide, inferidas como sendo “piscinas” de fusão cristalizadas, envoltas por cristais corroídos (Fig. 21a);

- “piscinas” de fusão com limites angulares devido ao crescimento de cristais a partir do líquido;

- produtos sólidos da reação de fusão (minerais pertitéticos), e.g. hornblenda, titanita, ortopiroxênio, com faces euédricas contra as inferidas “piscinas” (Fig.21b);

- minerais reagentes arredondados e corroídos, envoltos por líquido cristalizado (Fig.21c);

- “films” de fusão ao longo dos contatos dos cristais (Fig.21d);

- desenvolvimento de orientação de minerais alongados, por fluxo magmático;

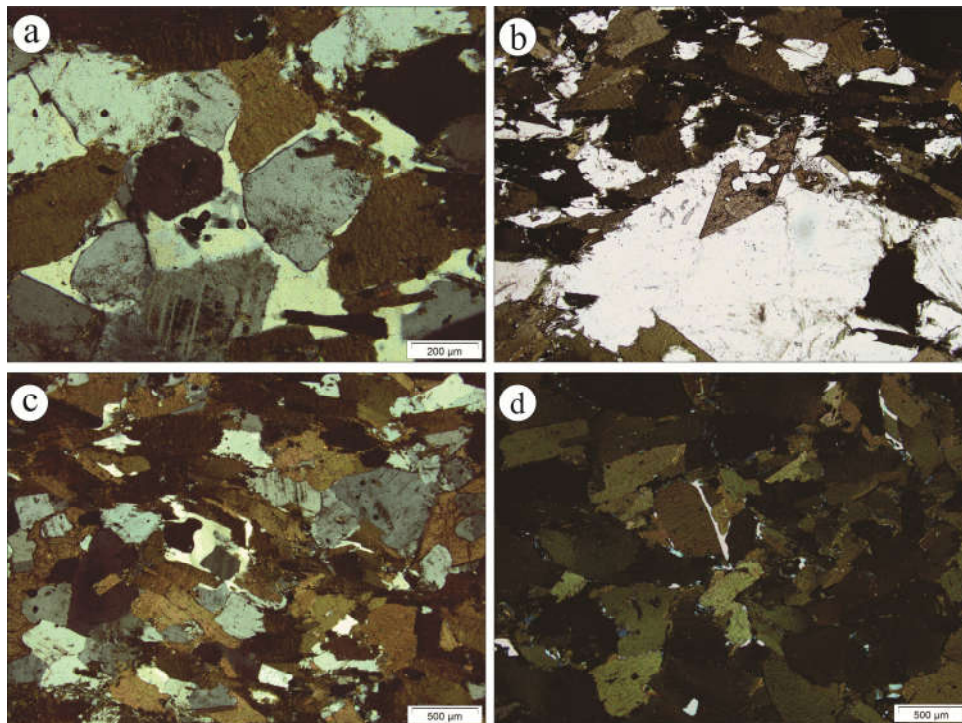


Figura 21 – Feições típicas para reconhecimento de fusão parcial na microescala. a) cristal de quartzo (porção mais clara da foto) com terminações cúspides com ângulos diedros pequenos (luz polarizada); b) cristal de titanita euédrica, cristalizada contra cristais de quartzo e plagioclásio (área mais clara da foto) (luz natural); c) cristais de plagioclásio arredondados, envolvidos por um cristal de quartzo, interpretado como uma “piscina de fusão” (luz polarizada); d) “film” de fusão ao longo dos limites de cristais de biotita (luz polarizada)

2.4.7 Influxo de água em zonas de cisalhamento e relação com migmatitos

O movimento de zonas de cisalhamento tende a atrair fluidos regionais devido à geração de gradientes de pressão dentro da crosta. Esses gradientes podem não só trazer fluidos para dentro da zona, mas também expelir magmas, o que é refletido na comum associação entre zonas de cisalhamento e veios de quartzo, migmatitos e intrusões graníticas (Weinberg e Hasalova, 2015). De acordo com estes autores, a

Programa de Pós-Graduação em Geociências

eficiência do fluxo de fluidos em zonas de cisalhamento para iniciar uma fusão, depende do grau de interação fluido/rocha (Fig. 22).

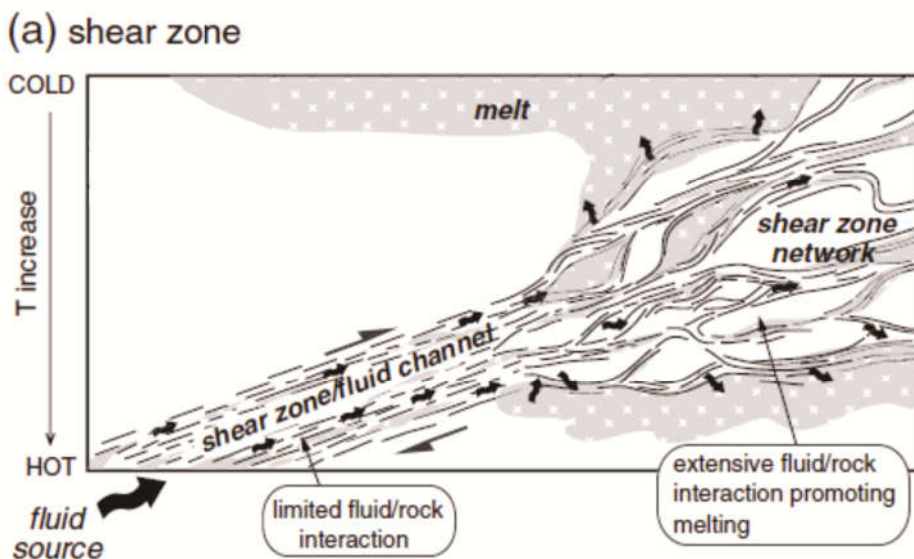


Figura 22 – Zona de cisalhamento agindo como canal para influxo de fluidos para dentro de um terreno quente. Notar que onde a zona de cisalhamento torna-se uma rede de zonas menores (porção direita da figura), ou onde a migração de fluidos diminui de velocidade, a interação fluido/rocha aumenta, gerando grandes volumes de fusão (Modificado de Weinberg e Hasalova, 2015).

Se o fluxo de fluidos é eficiente, a interação fluido/rocha é minimizada, acarretando pouca fusão das encaixantes (Clemens e Vielzeuf, 1987). Nesse caso, zonas de cisalhamento se tornam um canal importante de fluidos, levando estes a invadir regiões crustais com rochas que se encontram acima da sua temperatura *solidus*, porém sem a composição ideal, ou conteúdo de água para fundir. Uma vez nessas regiões, mudanças na natureza das zonas de cisalhamento podem promover uma maior interação fluido/rocha, e assim fundir a rocha em grandes proporções (Weinberg e Hasalova, 2015).

2.5 Fusão sin-deformação e migração de magmas através da crosta

Rochas crustais são anisotrópicas, portanto, durante processos tectônicos, deformam de forma heterogênea, e estruturas de dilatação se formam nas camadas mais competentes (Sawyer, 2008). Além disso, de acordo com Robin (1979), diferenças locais nas tensões diferenciais criam gradientes de pressão. Uma vez que um volume suficiente de líquido é formado durante a fusão, a ponto de gerar uma permeabilidade na matriz da rocha, qualquer líquido anatético adicionalmente formado irá se mover e ser coletado em locais de baixa pressão. Com a presença da deformação, o sistema irá produzir mais dilatação e aumentar os gradientes de pressão, e esses fatores que direcionam o movimento dos líquidos anatéticos (Sawyer, 2008).

O movimento dos líquidos gerados durante a migmatização pode ser dividido em três estágios (e.g. Petford, 1995; Rutter, 1997; Vanderhaegue, 2001). De acordo com Sawyer (2008), o primeiro estágio consiste em movimentos da ordem de no máximo algumas dezenas de centímetros. O líquido move-se de onde foi formado, nos limites dos cristais, através de uma rede interconectada formada por canais preenchidos com líquido, que tendem a migrar para locais de baixa pressão de pequena escala (da ordem de mm a cm). O segundo estágio marca o início do regime de fluxo em canais claramente definidos. Nesse estágio, os líquidos migram distâncias da ordem de dezenas de centímetros, através de uma rede mesoscópica de canais interligados. Dessa forma, os líquidos se movem para fora dos locais de onde foram gerados, e acumulam-se em locais de baixa pressão maiores e mais estáveis (da ordem de cm a m), mas ainda dentro da sua região de origem. O terceiro estágio é o responsável pela migração de fato dos líquidos, e é também chamado de estágio de transferência. Este ocorre uma vez que muito líquido é acumulado no segundo estágio, e tem condições de migrar integralmente para fora da sua fonte. Nessa fase, o fluxo ocorre através de uma rede de canais macroscópicos comumente discordantes das estruturas principais, na forma de

Programa de Pós-Graduação em Geociências

fraturas, veios ou diques, podendo percorrer distâncias consideráveis (da ordem de dezenas a centenas de metros). Essa parte do regime de fluxo produz veios ou diques leucocráticos, e, se a distância percorrida é suficientemente grande, diques graníticos (Sawyer, 2008).

É durante esse terceiro estágio da migração dos líquidos anatéticos, que se atinge um limiar muito importante no estudo dos migmatitos. A partir do momento que uma rocha sob condições de fusão parcial produz e acumula uma quantidade crítica de líquido, a ponto de adquirir mobilidade própria e formar diques graníticos capazes de migrar por distâncias consideráveis (Fig. 23), entra-se na interface migmatito/granito. Por exemplo, se, ao descrever um afloramento contínuo onde ocorrem lado a lado, metatexitos com a estrutura metamórfica (e.g. bandamento gnáissico) bem preservada, que progridem lateralmente para metatexitos com um maior grau de fusão, onde as estruturas já começam a romper, e, finalmente para um diatexito, este pode ser descrito facilmente como um afloramento de migmatito (composto pela parte metamórfica, e ígnea, geneticamente relacionadas). Entretanto, se em um outro afloramento, estiver exposta apenas a porção do diatexito, sem uma conexão espacial visível com o metatexito, não será errado descrever essa rocha como um granito. De fato, um diatexito tem, na maioria das vezes, todos os aspectos de uma rocha granítica; textura ígnea, foliação magmática, *schlieren*, dobras passivas por fluxo magmático, pegmatitos, aplitos, etc, e, por isso os termos diatexito e granito não devem ser mutuamente excludentes. Se o estudo de uma área está sendo feito com ênfase na dinâmica do granito em si (ordem de cristalização, deformação sintectônica, zonação do plúton) o mais correto será tratá-lo como um sistema puramente ígneo, sem necessariamente fazer o link com as rochas que fundiram gerá-lo. Porém, se o estudo propõe uma ênfase na origem e fontes desse granito, é aconselhável abordar o tema utilizando as nomenclaturas e classificações sugeridas para terrenos migmatíticos (metatexitos, diatexitos, leucossoma, melanossoma, etc), para estabelecer a conexão de fonte/produto durante a migmatização. Portanto, os termos granito e diatexito devem ser utilizados como termos complementares, sempre levando em conta o contexto em que se encontram.

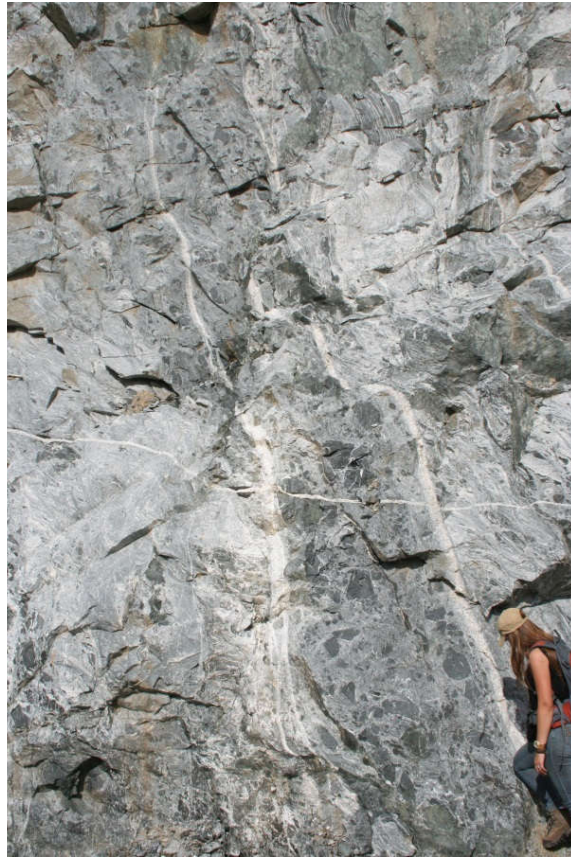


Figura 23 – Dique granítico dentro de uma seqüência de metatexitos. Notar a geometria discordante do dique em relação ao bandamento das encaixantes (lado esquerdo do dique).

Desse modo, o estudo da fusão de rochas metamórficas, está intimamente ligado ao estudo da gênese de rochas graníticas. Se um diatexito, como o do exemplo utilizado acima, coalescer com outros diques graníticos, forma-se um sistema capaz de migrar distâncias verticais consideráveis, podendo perder ou não a conexão física com a sua fonte. Conforme for ascendendo na crosta, poderá formar plútons graníticos, deixar nos níveis inferiores uma crosta mais enriquecida em minerais máficos, e dar origem a níveis superiores da crosta mais diferenciados, conforme descrito anteriormente por Sawyer (2011).

CAPÍTULO 3

3. Contexto Geológico

3.1 Contexto Geológico Regional

O presente estudo está contextualizado dentro dos grandes sistemas orogênicos ativos durante o ciclo Brasileiro / Pan-Africano, relacionado às faixas móveis ativas durante a formação do Gondwana SW. A figura 24 mostra os sistemas orogênicos Brasileiros expostos no território Brasileiro. A Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981), situa-se na parte sudeste do Brasil, e compreende os cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Figura 24). A área de estudo está situada mais precisamente na porção meridional da Província Mantiqueira, no Cinturão Dom Feliciano (CDF), que estende-se desde o Uruguai até o estado de Santa Catarina.

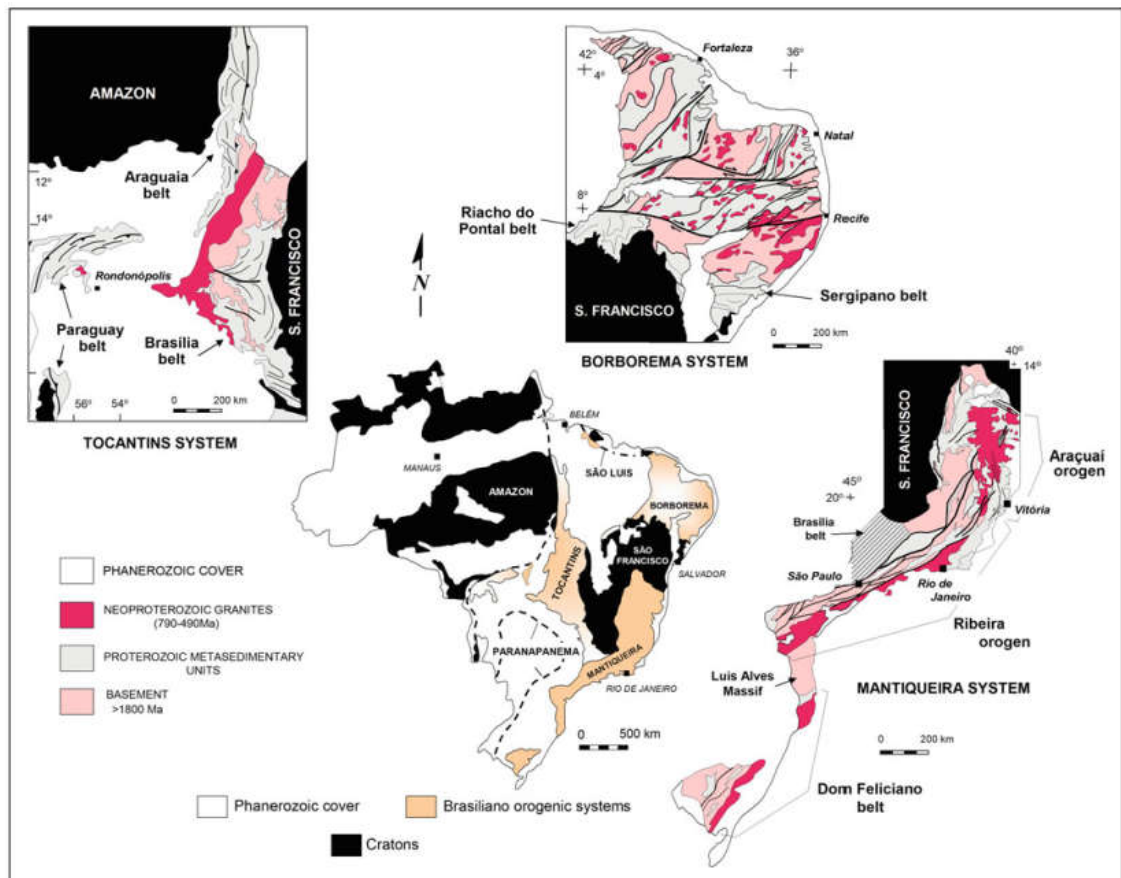


Figura 24 – Sistemas orogênicos Brasileiros expostos no território Brasileiro (Extraído de Heilbron et al., 2017).

A distribuição de áreas de escudo no sul do Brasil e Uruguai são mostradas na figura 25a. A evolução deste segmento crustal durante o Ciclo Brasileiro / Pan-Africano envolveu subducção de crosta oceânica (registrada principalmente nas partes do extremo oeste), e colisão entre continentes e arcos magmáticos. Rochas de fácies granulito, de idades Arqueanas a Paleoproterozoicas, relacionadas aos crátons Rio de La Plata e Luís Alves, respectivamente, são encontradas nas partes oeste e noroeste dessas áreas de escudo, enquanto sequências metamórficas supracrustais são predominantes na parte central.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

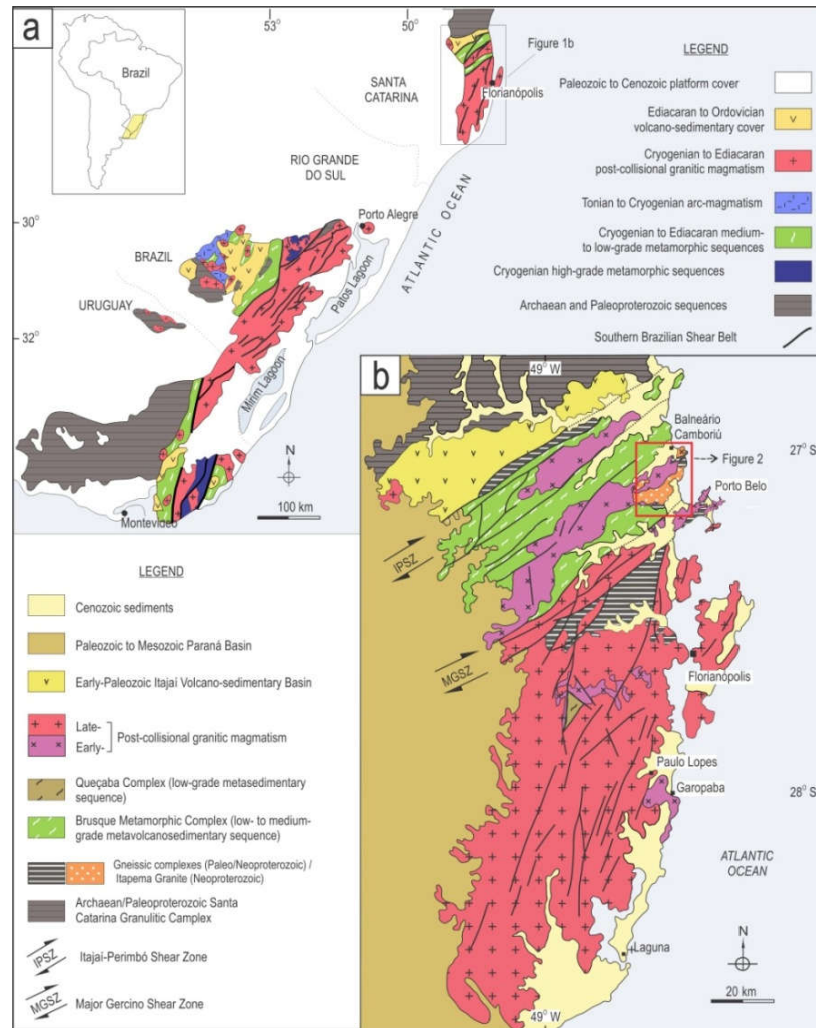


Figura 15 - (a) Localização e contexto geológico do Sul do Brasil e Uruguai, destacando a distribuição em larga-escala das associações tectônicas e petrológicas; (b) Contexto Geológico das áreas de escudo de Santa Catarina (Modificado de Bitencourt e Nardi, 2004).

Magmatismo calci-alcálico com assinatura de arco, produzida entre 800 e 700 Ma, é representado por associações tonalíticas-dioríticas encontradas no centro e no oeste das áreas de escudo do Rio Grande do Sul (Babinski et al., 1997; Silva et al., 1999), mas ainda não foi identificado em Santa Catarina. Recentemente, um importante arco magmático de ca. 790 Ma vem sendo descoberto através do estudo de ortognaisses (Martil et al., 2011; Lenz et al., 2011, entre outros).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Dados de terrenos metamórficos de alto grau no sul do Brasil (Gross et al., 2006; Philipp et al., 2009; Martil et al., 2011; Martil et al., 2017) e no Uruguai (Gross et al., 2009) indicam que a principal colisão ocorreu em ca. 650 Ma. A estrutura relacionada a esse período colisional é localmente preservada em orto- e paragneisses como bandamentos gnáissicos de baixo ângulo de mergulho contendo uma forte lineação de estiramento, mas exposições dessas rochas metamórficas são escassas, a maioria delas identificada como *roof pendants* nos granitoides mais novos do domínio leste.

A parte leste do Cinturão Dom Feliciano (CDF) mostra uma área granítica de direção NE, descontinuamente exposta do estado de Santa Catarina até o Uruguai com ca. 1400 km (Fig. 25a). De norte para sul, três segmentos são reconhecidos, como Batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá. Magmatismo granítico ao longo desse cinturão é registrado de 650 a 580 Ma (Chemale et al., 2012, Florisbal et al., 2012a, Martini et al., 2015) em sucessivos pulsos, controlados principalmente por tectônica transcorrente. Em alguns modelos geotectônicos (e.g. Basei et al., 2000, 2005; Fernandes et al., 1992; Silva et al., 2005) essa área corresponde à raiz de um arco magmático Neoproterozoico. Entretanto, o crescente volume de dados estruturais e geoquímicos obtidos nessas associações levou diversos autores a interpretar essa área como um ambiente pós-colisional (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2009; Garavaglia et al., 2002; Oyhantçabal et al., 2007, 2009, entre outros).

O período pós-colisional no sul do Brasil e Uruguai (650 – 580 Ma) é marcado por intenso magmatismo ao longo do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb; Bitencourt e Nardi, 2000), onde a tectônica transcorrente mostra uma forte relação com magmas graníticos e magmas máficos sincrônicos. O CCSb foi um importante conduto para o transporte e posicionamento de magma. Suas descontinuidades são interpretadas como responsáveis pela decompressão do manto e reativação de fontes magmáticas pré-existentes. A ampla distribuição de magmas máficos nos magmas graníticos atesta a importância das fontes mantélicas, ao contrário de modelos baseados apenas em magmatismo derivado de fontes crustais.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Como resultado de uma possível colisão oblíqua, o orógeno Neoproterozoico é transpressional, e em alguns raros lugares é possível demonstrar atividade ígnea controlada ao mesmo tempo por estruturas subhorizontais e subverticais. Por outro lado, as idades magmáticas obtidas em vários corpos graníticos ao longo de todo o cinturão apontam para uma progressão de estruturas de baixo ângulo para transcorrentes. Na medida em que a tectônica transcorrente evolui, a fase anterior é frequentemente obliterada.

As áreas de escudo situadas no estado de Santa Catarina, localizadas no extremo nordeste do CDF, são apresentadas na figura 25b. Elas compreendem, de norte para sul, gnaisses de alto grau metamórfico do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al., 1979), parcialmente cobertos por rochas vulcano-sedimentares Paleozoicas, a associação gnáissica/migmatítica conhecida como Complexo Camboriú (CC) (Chemale et al., 1995), e as rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Brusque (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). A parte sul dessa área de escudo é dominada por uma grande massa de granitoides neoproterozoicos tardi-orogênicos, frequentemente associados a magmatismo máfico.

A fase precoce do magmatismo pós-colisional dentro deste cinturão granítico é frequentemente relacionada no tempo e espaço à zonas de cisalhamento de baixo ângulo, de direção ENE. Leucogranitos com duas micas são encontrados tanto em zonas de cisalhamento de baixo como de alto ângulo, e são restritos ao fim dessa fase (ca. 630 - 610 Ma). Granitoides tardios têm afinidade shoshonítica e são encontrados dentro de zonas de cisalhamento, ou em áreas adjacentes indeformadas. A fase final do magmatismo pós-colisional é alcalina-sódica, e produziu granitos metaluminosos com biotita, comumente associados com rochas máficas toleíticas a moderadamente alcalinas, contemporâneas. Rochas alcalinas pós-colisionais são documentadas dentro deste cinturão de cisalhamento, condicionadas por estruturas transcorrentes, assim como longe das principais zonas de deformação, discordantemente intrusivas em granitoides de fases pretéritas.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Duas importantes feições tectônicas ocorrem na parte nordeste de Santa Catarina. As Zonas de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (Silva, 1991) e Major Gercino (Bitencourt et al., 1989) (ZCIP e ZCMG na figura 25b). Ambas possuem direção NE-SW e cinemática dextral, e, de forma geral separam diferentes domínios estruturais. A região situada entre essas duas estruturas é uma zona de baixa deformação transcorrente, preservando assim as relações da tectônica de baixo ângulo que precederam o regime transcorrente.

3.2 Geologia da região de Itapema-Camboriú

A área alvo deste estudo situa-se na zona de baixa deformação transcorrente, entre a ZCIP e ZCMG (Fig. 25b). O mapa geológico da figura 26 apresenta a distribuição das unidades geológicas e das estruturas nessa área. Granitoides Neoproterozoicos (ca. 620 a 610 Ma) intrudem o Complexo Camboriú (CC), embasamento da área, que compreende principalmente ortognaisses e anfibolitos, além do Granito Itapema (GI), ambos objetos de estudo da presente tese, que serão brevemente descritos a seguir, segundo dados da bibliografia já existente.

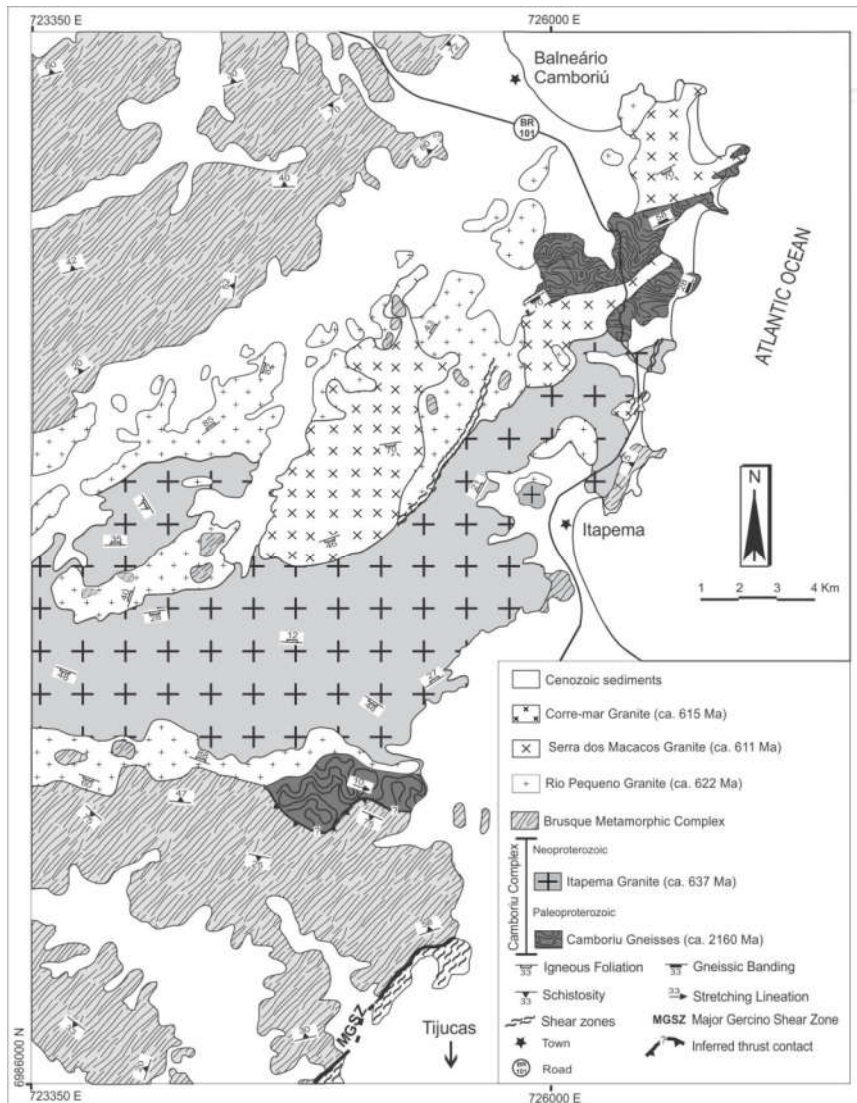


Figura 26 – Mapa geológico da região de Itapema-Camboriú. (Modificado de Bitencourt e Nardi, 2004).

O CC é composto por rochas bandadas a finamente laminadas, incluindo ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com subordinados corpos de anfibolito e lentes calci-silicáticas (Peternell et al., 2010). Os gnaisses são comumente migmatíticos, com leucossomas de composição trondjemítica a leucogranítica. A migmatização do CC mostra evidências de fusão parcial na fácies anfibolito superior (Chemale Jr. et al., 1995). O bandamento do CC mergulha com

Programa de Pós-Graduação em Geociências

baixo ângulo para SE e NW por efeito de dobras verticais, simétricas, centimétricas a métricas, a maioria com eixos com baixo ângulo de caimento para NE e SW.

Geologic Unit	Rock, Sample	Method	Age	Reference	
Corre-mar Granite	Bt monzogranite	U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon	615 ± 4 Ma (1σ) (magmatic age) 3.1 Ga, 2.1-1.9 Ga (1σ) (inheritances)	Martini et al. (2015)	
Serra dos Macacos Granite	Ms - bt monzogranite	U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon	611 ± 9 Ma (2σ) (magmatic age). 3.4-2.9 Ga, 2.1-1.8 Ga, 700 Ma (2σ) (inheritances)	Florisbal et al. (2012)	
Rio Pequeno Granite	Bt monzogranite	U-Pb LA-MC-ICP-MS in zircon	622 ± 15 Ma (2σ) (magmatic age). 1.6 Ga, ca. 660, 730 Ma (2σ) (inheritances)	Florisbal et al. (2012)	
Camboriú Complex	Itapema Granite	Monzogranite	U-Pb SHRIMP in zircon	2021 ± 14 Ma (1σ) (magmatic age)	Hartmann et al. (2003)
		Granite	U-Pb SHRIMP in zircon	637 ± 21 Ma (1σ) (magmatic age)	Basei et al. (2013)
	Camboriú Gneisses	Amphibolitic gneiss	U-Pb SHRIMP in zircon	~2250 (magmatic age) 2160 ± 20 Ma, 1979 ± 42 Ma 592 Ma (metamorphic events)	Silva et al. (2000)
		Monzogranite	U-Pb SHRIMP in zircon	2162 ± 16 Ma (1σ)	Hartmann et al. (2003)
		Syenogranite	U-Pb SHRIMP in zircon	2,006 ± 3 Ma (2σ)	Silva et al. (2005)
	Banded gneiss	U-Pb SHRIMP in zircon	3.3, 3.0 - 2.7, 0.64 - 0.61 Ga (1σ) (crustal reworking)	Basei et al. (2013)	
	Pelitic gneiss	U-Th-Pb EPMA in monazite	650 - 630 Ma (metamorphism)	Philipp et al. (2009)	

Tabela 1 – Dados geocronológicos da região de Itapema-Camboriú

Muito tem se debatido na literatura sobre os dados geocronológicos obtidos nas rochas do CC (Silva et al., 2000, 2005; Philipp et al., 2009; Basei et al., 2013), como mostrado na tabela 1. A idade de ca. 2.0 Ga é interpretada como a idade de cristalização de um protólito monzogranítico do CC (U-Pb SHRIMP em zircão – Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2005), e Basei et al. (2013) identificou abundantes grãos com heranças Arqueanas (de 3.3 a 2.7 Ga) (U-Pb SHRIMP em zircão). Basei et al. (2013), baseado em novas datações U-Pb e dados isótopos de Hf no CC, concluiu que esse complexo é resultado de uma acreção juvenil, restrita ao Arqueano, seguida por diversos eventos de retrabalhamento intracrustal, iniciados

Programa de Pós-Graduação em Geociências

no Paleo- a Meso-arqueano (3.3 - 3.0 Ga), continuando no Neo-arqueano e Paleoproterozoico, e finalizando no Neoproterozoico (0.64 – 0.61 Ga) com um evento de migmatização.

O Granito Itapema (Bitencourt e Nardi 2004) é composto por hornblenda-biotita granodioritos a biotita monzogranitos, de textura heterogranular fina a média, a leucogranitos de textura equigranular fina. A abundância de xenólitos das rochas encaixantes é uma característica importante desse granito, podendo chegar a 20 xenólitos/m², sendo estes principalmente de anfíbolo. Um bandamento de fluxo magmático é bem desenvolvido, geralmente com baixos ângulos de mergulho para SE e NW, paralelo à estrutura principal do CC. Esse bandamento é dado por diferentes proporções de minerais máficos (biotita, hornblenda, titanita), pegmatitos, xenólitos rompidos e *schlieren*. A concentração heterogênea de xenólitos dentro do GI resulta em diferentes velocidades de fluxo e segregação de sólidos, com o desenvolvimento de variedades cumuláticas (Bitencourt e Nardi, 2004; Rivera et al., 2004). Basei et al. (2013) obteve recentemente uma idade para o GI, de 637 ± 21 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), interpretada como idade de cristalização. Hartmann et al. (2003) também obteve uma idade para o GI, de 2.02 Ga (U-Pb SHRIMP), a qual atualmente é interpretada como uma provável idade herdada.

O Granito Rio Pequeno (GRP), estudado por Florisbal et al. (2012b), consiste principalmente em monzogranitos porfiríticos, com megacristais de feldspato em uma matriz grossa a muito grossa, contendo biotita como a principal fase máfica e anfíbolo nas variedades mais máficas. Enclaves máficos microgranulares contemporâneos com os monzogranitos e diques sinplutônicos são também descritos. Os mesmos autores apresentam a idade de cristalização de 622 ± 15 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão).

O Granito Serra dos Macacos (GSM) consiste em Bt ± Ms sieno- a monzogranitos fracamente foliados, com textura predominantemente equigranular fina a média, com esparsos megacristais de feldspato com ca. 1 cm. A idade de cristalização do GSM é 611 ± 9 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão), obtida por Florisbal et al. (2012a). O GSM e o GRP têm feições estruturais similares, ambos

Programa de Pós-Graduação em Geociências

com foliação magmática subvertical de direção NE, subparalela às zonas de cisalhamento regionais. Entretanto, o GRP pode mostrar deformação de estado sólido localizadamente, ao longo de estreitas zonas de cisalhamento, de direção NNE, enquanto o GSM mostra apenas uma foliação magmática pouco desenvolvida, sem deformação de estado sólido.

O Granito Corre-mar (GCM) foi definido por UFRGS (2000) e estudado por Peternell et al. (2010), Martini e Bitencourt (2014) e Martini et al., (2015). É um biotita monzogranito foliado, com textura fina a média, heterogranular a seriada. O GCM contém xenólitos de gnaiss e anfibolito cm- a métricos, correlatos ao Complexo Camboriú. Martini et al. (2015) obteve a idade de 615 ± 4 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão), sendo assim contemporâneo, dentro da margem de erro, aos Granitos Rio Pequeno e Serra dos Macacos, porém mais novo que o Granito Itapema. O GCM possui um par S-C diagnóstico, associado a um cisalhamento sinistral NNE e a uma extensão NW-SE. Seu posicionamento foi controlado por essa cinemática, a qual foi interpretada como uma componente antitética de compensação em relação ao movimento regional dextral associado às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó (Martini et al., 2015).

CAPÍTULO 4

4. Apresentação dos artigos científicos

4.1 Artigo 1

Título: “*Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil*”

Autores: Amós Martini, Maria de Fátima Bitencourt, Roberto F. Weinberg, Giuseppe Betino de Toni.

Submetido: 22/01/2019

Periódico: Journal of Structural Geology

**Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex,
south Brazil**

Amós Martini^a, Maria de Fátima Bitencourt^a, Roberto Weinberg^b, Giuseppe Betino De Toni^a

^a Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

^bSchool of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Clayton, VIC 3800, Australia

Corresponding author:

Amós Martini

Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

Phone: +55 51 34075776; +55 51 985661210;

E-mail: amosmartini@gmail.com

Abstract

The Camboriú Complex metamorphic sequence comprises orthogneisses and amphibolites with widespread melting features generated at upper amphibolite facies conditions. Regional to mesoscale structures are shown to control generation, coalescence and migration of leucosomes during migmatization. As melting starts it is locally focused as layer-parallel leucosomes in banded gneisses, and isolated pockets of *in situ* leucosomes in massive amphibolites. The further tightening of cm- to m-scale upright folds and shear planes oblique to axial-planar position trigger the coalescence and migration of leucosomes, first along the main banding, then along axial planes of folds. This process gives rise to a network where magma is collected. The magma network eventually acquires sufficient mobility to form m-wide extraction dykes roughly parallel to axial planes of folds, capable of transferring the products of migmatization to upper crustal levels. This process is potentially related to the origin of granitic intrusions described in the same region.

Key-words: Partial melting; Structural control of crustal melting; Magma extraction; syn-tectonic anatexis;

1. Introduction

The structural control of partial melting processes has been a matter of debate since the beginning of studies in migmatitic terranes. The generation of migmatites involves several variables, as protolith composition, degree of partial melting, metamorphic grade, presence of aqueous phases, eventually leading to deformation, segregation and migration of leucosomes. As the formation of migmatites is commonly related to orogenic environments, the interaction of these variables may be complex and give rise to a great diversity of morphology and composition of migmatites. In the pioneering works of Sederholm (1893, 1897, 1907), Holmquist (1916) and Mehnert (1968), migmatites were described sometimes simply as “that same mixture of rocks”, “intense granitization and melting of fragments”, or were named with descriptive terms, as “folded” or “schlieric migmatite”. More recent studies deal in more detail with the structural evolution of these rocks (e.g. Hollister and Crawford, 1986; Vernon and Paterson, 2001; Rosenberg and Handy, 2001; Diener et al., 2014, Weinberg and Mark, 2008), and point out the importance of outcrop-scale folding for the accumulation, mobilization and migration of granitic magmas in the suprasolidus crust, as well as the development of organized permeability structures (Kruger and Kisters, 2016) or extensive permeable networks of melt-bearing channels during deformation (Weinberg and Mark, 2008).

This paper addresses the structurally controlled partial melting case of the Camboriú Complex (CC) in southern Brazil. The complex comprises metamorphic and magmatic rocks, and has been subject of genetic debates (Bitencourt and Nardi, 2004; Rivera et al., 2004). Through a more detailed structural approach, we intend to show the importance of the interplay between folding and magma migration, and how migmatization processes can start

Programa de Pós-Graduação em Geociências

locally focused, and evolve to granitic dykes, triggered by folding and shearing. Using meso- and micro-structural observations, we document magma migration patterns recorded by leucosomes, from in situ pockets of melt into collection sites parallel to banding and fold limbs linked to axial planes and to dilatant sites (boudins and magmatic breccias), leucocratic veins, and progressively give rise to extraction dyke systems, capable of transferring large volumes of magma to upper crustal levels.

2. Geological Setting

The study area is located in the southern part of the Mantiqueira Province (Almeida et al. 1981), Santa Catarina State, south Brazil (Fig. 1a), where Pre-Cambrian rocks are well exposed. The NE-trending granitic belt shown on figure 1a is discontinuously exposed from the state of Santa Catarina to Uruguay for ca. 1400 km. From north to south, three batholithic segments are referred as Florianópolis, Pelotas and Aiguá. In some geotectonic models (e.g. Basei et al., 2005; Fernandes et al., 1992; Silva et al., 2005) the granitic rocks would correspond to the roots of a Neoproterozoic magmatic arc. However, the increasing volume of structural and geochemical data obtained from these associations has led several authors to interpret them as post-collisional (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal et al., 2012a,b,c; Garavaglia et al., 2002; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; Martini et al., 2015; among others). The granitic belt is presently interpreted as resulting from post-collisional magmatism along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB – Bitencourt and Nardi, 2000), indicated in figure 1a, where granitic and coeval mafic rocks bear a close relationship with transpressive tectonics.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

The Catarinense Shield (CS) comprises, from north to south (Fig. 1b), high-grade gneisses from the Santa Catarina Granulitic Complex (Hartmann et al., 1979), partially covered by Paleozoic volcanosedimentary rocks, the gneissic/migmatitic association known as Camboriú Complex (Chemale et al., 1995), intruded by the Itapema Granite (IG) (Bitencourt and Nardi, 2004), syn-transcurrence granitoids, and the supracrustal rocks of the Brusque Metamorphic Complex (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). The southern part of this shield area is dominated by a large mass of post-collisional Neoproterozoic granitoids, frequently associated to coeval mafic magmas.

Two major structures, the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones are described in the Catarinense Shield (Fig. 1b), both attributed to the SBSB. These shear zones strike NE and have dextral transcurrent kinematics with associated sinistral conjugate shear zones trending NNE- to NS. The crystallization ages of syntectonic granitoids emplaced along these transcurrent shear zones range between 625 and 588 Ma (U-Pb zircon LA-ICP-MS - Passarelli et al., 2010; Basei et al., 2011; Florisbal et al., 2012b; Chemale Jr. et al., 2012; Martini et al., 2015).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

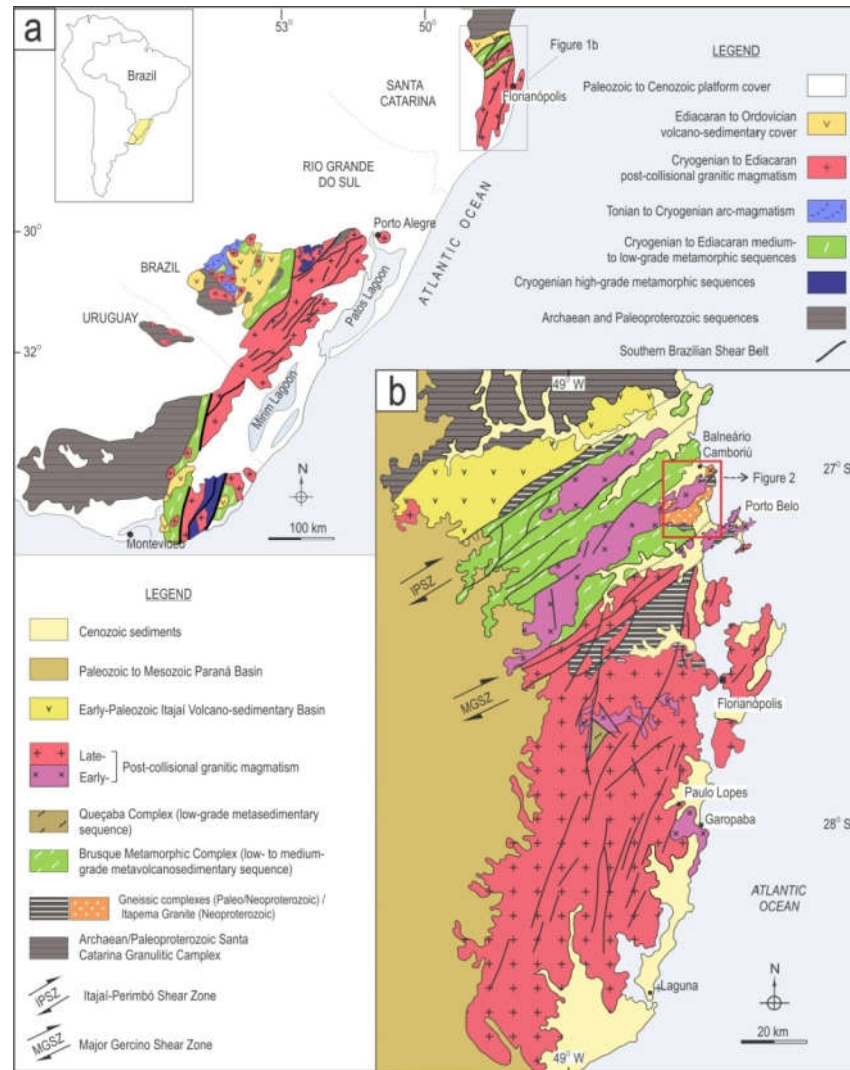


Figure 1 - (a) Geotectonic framework of southern Brazil and Uruguay. (b) Geological units and main tectonics features in the Catarinense Shield (state of Santa Catarina, Brazil), with indication of the study area (red rectangle). Modified from Bitencourt and Nardi (2004)

The study area is located in the low-strain zone between these two large-scale structures, where the basement comprises mainly the interlayered ortho and parametamorphic rocks of the Camboriú Complex, and the intrusive Itapema Granite. The CC has a pervasive, gently-dipping banding and is intruded by foliated Neoproterozoic granitoids (Fig. 2).

The metamorphic part of CC comprises a thinly-laminated to banded gneissic/migmatitic sequence of tonalitic to granodioritic composition, commonly interleaved

Programa de Pós-Graduação em Geociências

with bands of amphibolite, calc-silicate rocks and pelitic gneiss lenses as pointed out by Peternell et al. (2010). The same authors describe that the CC banding strikes NE, with variable dips to NW and SE. Migmatization of the Camboriú Complex metamorphic rocks occurred at upper amphibolite facies conditions (Philipp et al., 2009; Peternell et al., 2010). There has been considerable debate in the local literature about the geochronological data obtained for the CC rocks (Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2000, 2005; Philipp et al., 2009; Basei et al., 2013) with no consensus about the meaning of the ages. Basei et al. (2013) identified abundant Archean inheritance (from 3.3 to 2.7 Ga) (zircon U-Pb SHRIMP). The ca. 2.0 Ga age zircon U-Pb SHRIMP found by Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2005) was interpreted as the crystallization age of the protolith. Philipp et al. (2009) report monazite age values of 650-630 Ma (U-Th-Pb EPMA), interpreted as the age of metamorphism. Basei et al. (2013), based on new U-Pb dating and Hf isotope data, conclude that the complex resulted from a polycyclic evolution starting with a juvenile accretion, restricted to the Archean, followed by several intracrustal reworking episodes which began in Paleo- to Mesoarchean (3.3 to 3.0 Ga) times, continued through Neoproterozoic, and ended in Neoproterozoic (0.64 to 0.61 Ga) times, with a migmatization event that would be responsible for the generation of the nearby Neoproterozoic granites.

The Itapema Granite is the igneous part of the CC, and consists of xenolith-rich hornblende-biotite granodiorites to biotite monzogranites, with subordinate fine-grained, equigranular leucogranites. A well-developed flow banding is found in all varieties, as described by Bitencourt and Nardi (2004). The IG was dated at 2.02 Ga (zircon U-Pb SHRIMP) by Hartmann et al. (2003), who interpreted this to be its magmatic crystallization age. The so-called Ponta do Cabeço Diatexite studied by Basei et al. (2013) is possibly

Programa de Pós-Graduação em Geociências

equivalent to the Itapema Granite itself, and therefore, the magmatic age of 637 ± 21 Ma (zircon U-Pb SHRIMP) implies a much younger age for this intrusion than previously interpreted.

The Brusque Metamorphic Complex consists mainly of supracrustal rocks comprising clastic and chemical metasedimentary sequences interleaved with magnesian schists and some felsic, mafic and ultramafic metavolcanic rocks, all metamorphosed at greenschist to amphibolites facies conditions (Basei, 2011; Silva, 1991; UFRGS, 2000; Philipp et al., 2004; Campos and Philipp, 2007). The deposition age of this unit is still in debate (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2011).

The younger intrusive units in this area are the syn-transcurrence Rio Pequeno Granite, Serra dos Macacos Granite (Floribal et al., 2012a) and Corre-mar Granite (Martini et al., 2015). They comprise syeno- to monzogranites, with ages from 622 to 611 Ma (U-Pb LA-ICP-MS in zircon) (Floribal et al. 2012b; Martini et al. 2015).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

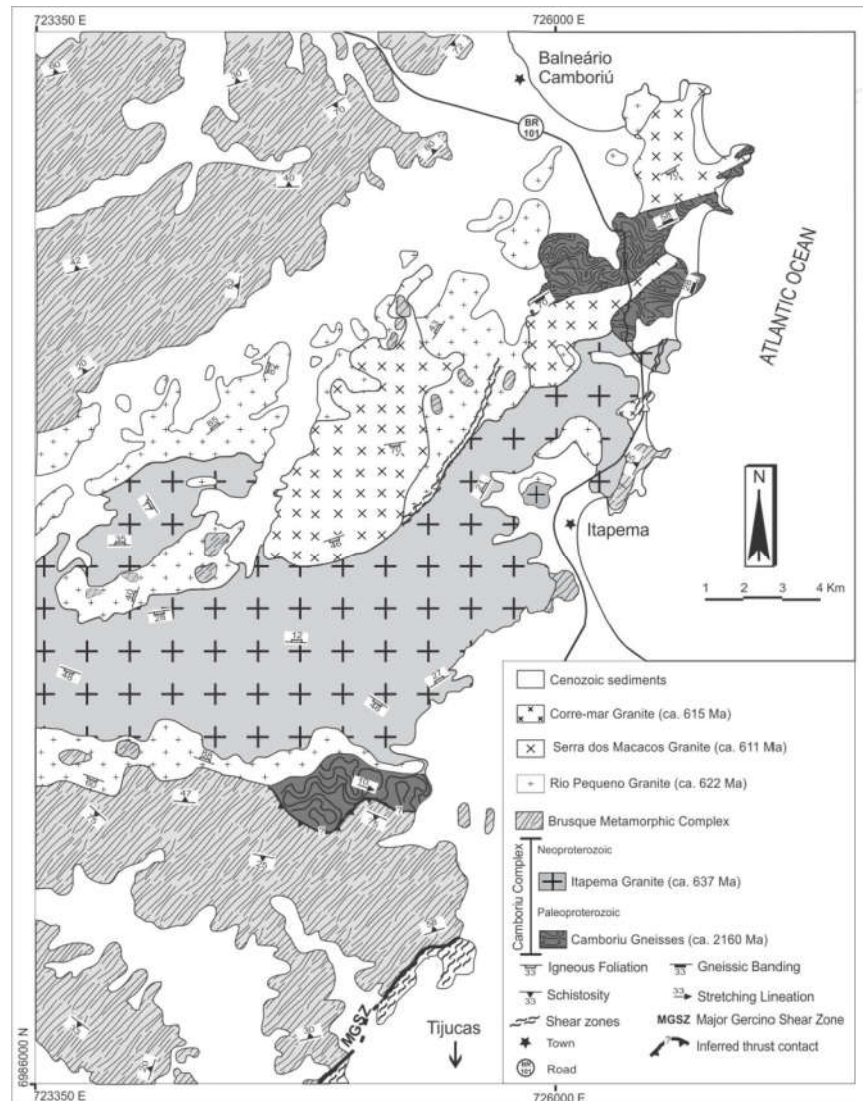


Figure 2 - Geological map of the study area showing distribution and stratigraphic relations between the Neoproterozoic granite bodies and Camboriú Complex (modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

3. Mesoscale features of the Camboriú Complex

The CC metamorphic rocks show evidence of pervasive partial melting, with the generation of large volumes of neosome (leucosome + residue). The different lithological types and mesoscale features will be described in the following section.

3.1 Tonalitic and granodioritic orthogneisses

The most abundant rock type in the CC is a hornblende–biotite tonalitic to granodioritic gneiss with fine- to medium-grained granoblastic texture. These rocks show a well-developed, mm- to cm-thick banding (Fig. 3a, b), defined by interleaving bands of quartzo-feldspathic composition (locally with igneous texture), and mafic bands with variable modal contents of biotite and hornblende (Fig. 3b), and allanite and primary epidote as accessory phases. A mafic-rich ($M' > 20\%$) and foliated variety of the tonalitic gneiss is locally found, with lenses and discontinuous felsic bands (Fig. 3c). Recrystallization is commonly observed, with the local development of polygonal granoblastic texture in plagioclase (Fig. 4a).

3.2 Amphibolites

The amphibolitic layers within the gneissic sequence are composed of biotite–hornblende amphibolites, with variable amounts of plagioclase and quartz. The fine- to medium grained amphibolites form cm- to m-thick bands within the orthogneisses, or cm- to dm- *schollen* within quartzo-feldspathic bands. They are commonly massive (Fig. 3d), but

Programa de Pós-Graduação em Geociências

locally show a discontinuous and mm- to cm-spaced foliation, concordant with their main banding, given by alternating felsic bands of quartz and feldspars. This rock type is commonly present as ultramafic and almost monomineralic, composed mainly of hornblende, locally with small amounts of biotite (Fig. 4b).

3.3 Pelitic and calc-silicate rocks

Pelitic rocks are garnet-sillimanite-biotite gneisses with regular interleaving of mm-thick, discontinuous layers of biotite, sillimanite and garnet, and discontinuous, quartz-feldspathic layers (Fig. 3e). Garnet occurs as ~5 mm size grains locally partly replaced by biotite (Fig. 4c). The calc-silicate rocks (Fig. 3f) are generally massive fine-grained granoblastic rocks, and form cm- to m-sized xenoliths inside the orthogneisses. They are composed mainly of hornblende and diopside, where hornblende crystals commonly have diopside cores (Fig. 4d). To a lesser extent, diopside grains have very fine-grained hornblende along their cleavage planes.

3.4 Itapema Granite

The Itapema Granite is a NE-elongate granitic body of *ca.* 100 km² (Fig. 2) composed of hornblende-biotite granodiorite to monzogranite. It is characterized by large amounts of xenoliths from the CC metamorphic rocks (~20 fragments/m²) (Fig. 3f, h) and strong, sub-horizontal flow banding given by different proportions of mafic minerals (biotite, hornblende, titanite), pegmatites, disrupted xenoliths, and *schlieren* (Fig. 3h). The magmatic structure is

Programa de Pós-Graduação em Geociências

concordant with the main metamorphic banding of the gneisses, although local crosscutting relations are observed.

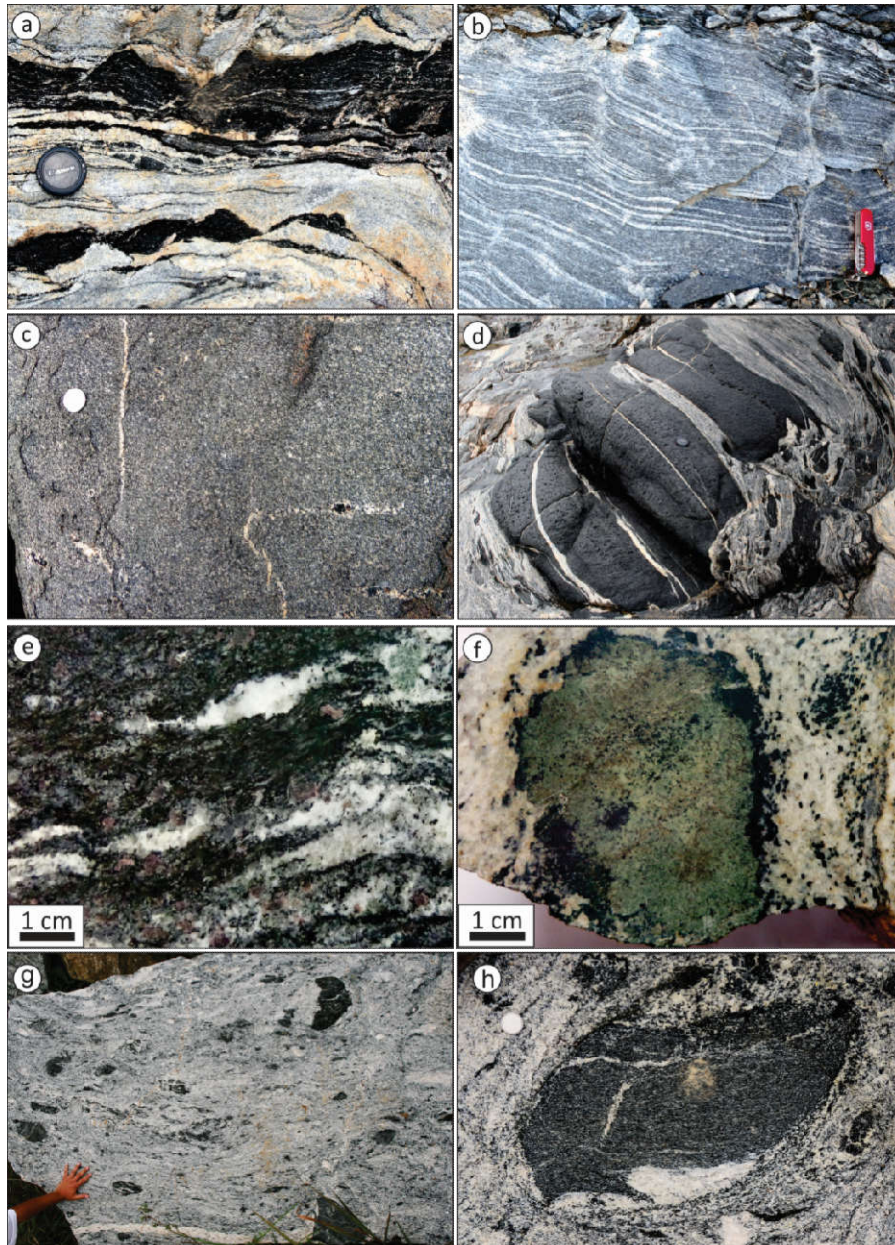


Figure 3 – Mesoscale features of Camboriú Complex: (a) typical interleaving with alternating bands of tonalitic to granodioritic gneisses and amphibolites; (b) tonalitic to

Programa de Pós-Graduação em Geociências

granodioritic gneiss showing mm-thick banding; (c) foliated tonalitic gneiss with hornblende crystals within quartzo-feldspathic lenses (lower right side); (d) schollen of massive amphibolite granodioritic gneiss. The schollen preserves layers of massive amphibolite separated by narrow quartzo-feldspathic areas; (e) pelitic gneiss with discontinuous banding given by alternating felsic, quartzo-feldspathic layers and biotite, sillimanite and garnet mafic bands; (f) massive calc-silicate xenolith surrounded by hornblende crystals hosted by Hbl-bearing leucocratic granite; (g) typical aspect of Itapema Granite with well-developed flow banding and large amount of fragments; (h) foliated amphibolite fragment within the Itapema Granite showing felsic lenses of quartz and feldspars; flow banding given by mafic aggregates contour and partly disaggregate the fragment.

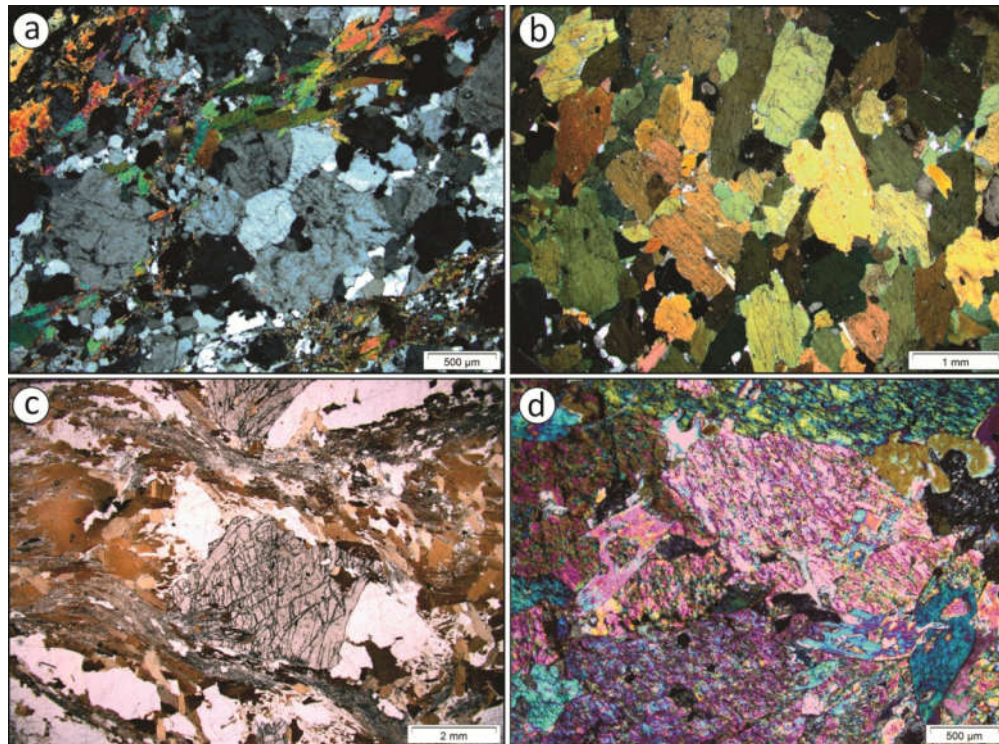


Figure 4 – Photomicrographs of CC metamorphic rocks: (a) tonalitic to granodioritic gneiss showing interlayered mafic and felsic bands, and polygonal granoblastic texture in plagioclase crystals; (b) amphibolitic gneiss with large crystals of hornblende and few plagioclase and quartz crystals; (c) pelitic gneiss with large garnet crystal, and alternating bands of sillimanite and biotite; (d) calc-silicate gneiss with diopside crystals locally bordered by hornblende.

3.5 Folds, foliations and shear zones

Mesoscopic folds recognized in the CC are attributed to two folding events (F_1 and F_2) which will be described here together with their planar fabrics S_1 and S_2 . An older foliation S_1 is only locally recognized as rootless tight to isoclinal folds, related to F_1 , between planes of S_1 , the main planar fabric (Fig. 5a, b). The main fabric S_1 is a mostly sub-horizontal, pervasive banding. S_1 is folded by F_2 , which controls the typical morphology of outcrops, due to cm- to m- size symmetrical upright open to tight folds, with limbs that dip either to SE or NW (Fig. 5b, c). These folds show subhorizontal axes that plunge either to NE or to SW (Fig. 5b, c, d). F_2 axial planes strike between N10E and N75E, mainly with steep dips to NW and SE (Fig. 5b, c, e) defining a S_2 axial-planar spaced foliation (Fig. 5b, e). In localized high-strain zones F_2 folds are tight to isoclinal, and S_2 locally disrupt and transpose F_2 folds. Shear planes on both limbs develop in association with F_2 folds, particularly with the antiforms (Fig. 5e) and show an angle of approximately 50° between each other. As shown in figure 5c, these shear planes have vertical movement, with opposite senses in opposite limbs, accommodating the extrusion of the hinge zones and accommodating considerable fold stretching. As the F_2 folds become tighter, the angle between shear planes becomes smaller, and the planes gradually rotate towards S_2 position. Close to the hinge zone, the shear planes cut the banding at high angles, while at the limbs, the angle progressively decreases. When observed on the horizontal plane these shear planes show apparent dextral and/or sinistral movement (Fig. 6). In the northern part of the study area, F_2 axial planes (S_2) and axes rotate towards NNE-SSW orientation (Fig. 5d, e).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Stretching lineations are rare in the CC, and are found only in few outcrops, associated with S_2 foliation. They are mainly subhorizontal NE-SW trending, subparallel to F_2 fold axes (Fig. 5d).

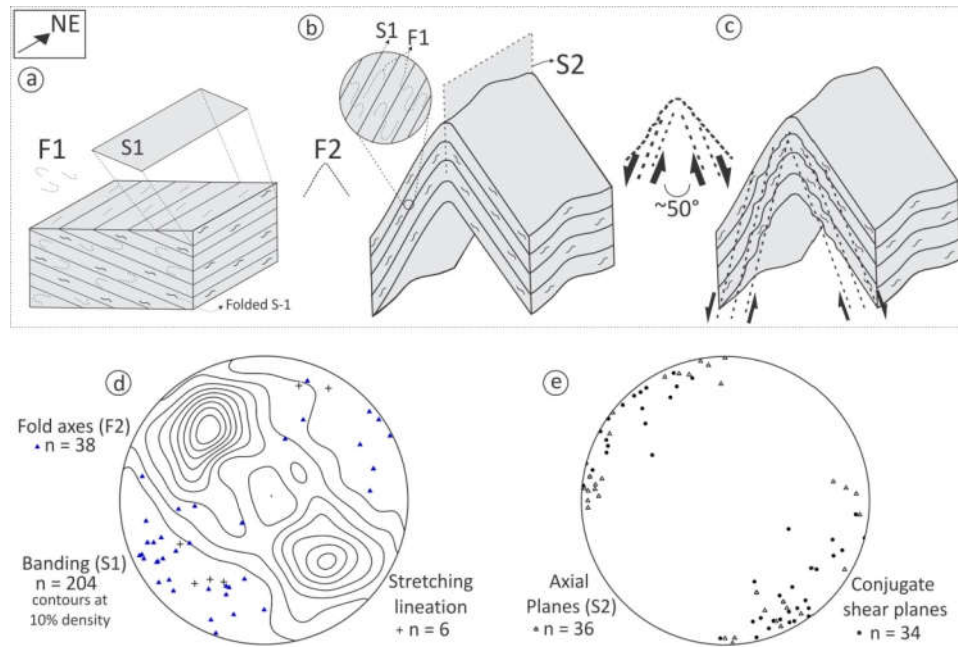


Figure 5 – Schematic representation of fold sequence and stereoplots of the main CC structures (blocks are scale independent): (a) hypothetical development of F_1 and S_1 ; (b) F_2 upright fold with axes with shallow plunges to NE and SW and S_2 axial-planar foliation; inset shows remnant isoclinal rootless F_1 folds and axial-planar S_1 ; (c) formation of the conjugate shear planes on the limbs of F_2 folds with an angle of approximately 50° between them; (d) stereoplot of S_1 poles (contoured), NE- or SW-plunging F_2 axes (blue triangles) and stretching lineations (black crosses); Note that some axes tend to NNE-SSW orientation; (e) stereoplot of poles to S_2 axial-planar foliation and poles to sub-vertical, NE-trending conjugate shear planes (black dots) N-side-down and S-side-down in (c). All stereoplots lower-hemisphere, equal-area plots.

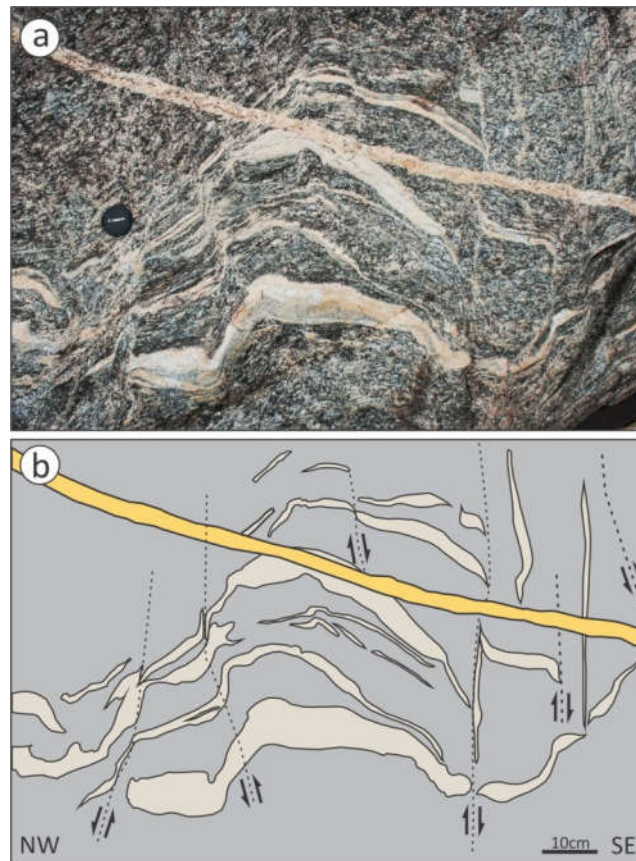


Figure 6 – Conjugate shear planes: (a) symmetric upright antiform fold on sub-horizontal exposure with conjugate shear planes in opposite limbs resulting in apparent dextral and sinistral movements; (b) schematic sketch and interpretation of (a);

4. Camboriú Complex melting features

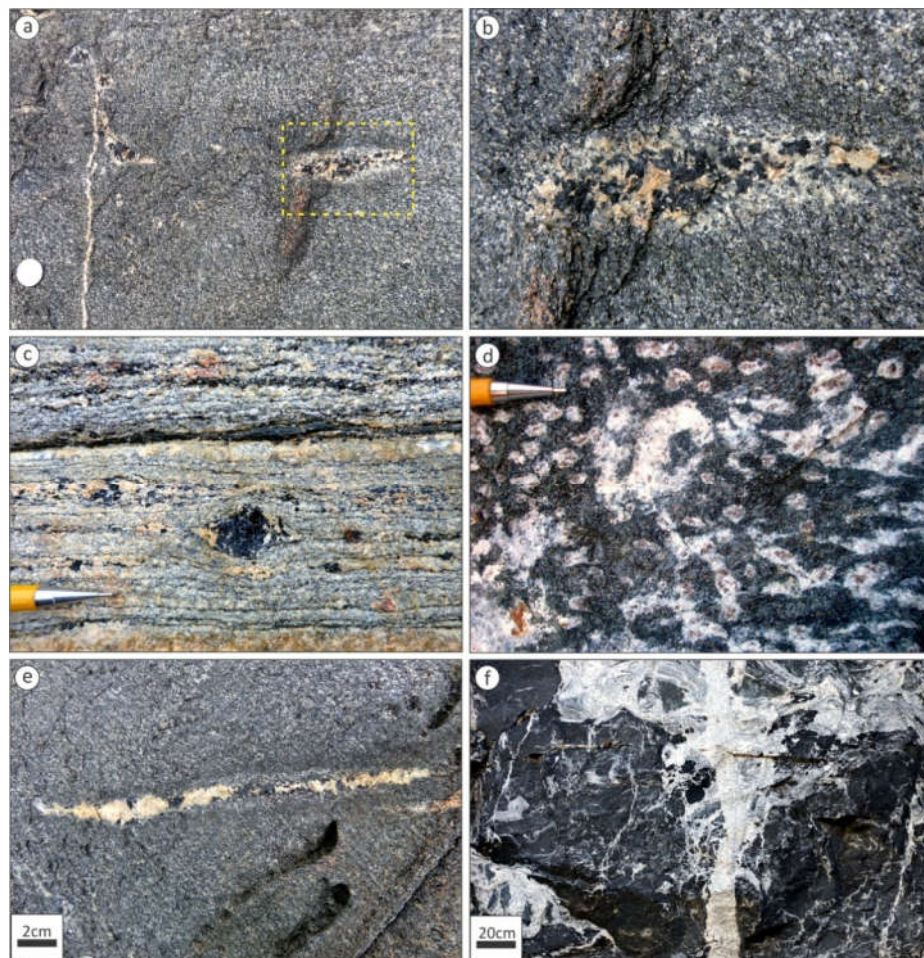
Different styles and degrees of partial melting are observed in the Camboriú Complex rocks, as well as a diversity of leucosome migration and collection features. Partial melting has taken place under upper amphibolite facies metamorphic conditions, as identified by relics of strong chessboard pattern in coarse quartz grains (Peternell et al. 2010) and the assemblages Grt+Bt+Sil in pelitic gneisses, Pl+Di+Hbl+Qz in calc-silicate rocks, and Hbl+Di+ Ca-Pl in amphibolites (Philipp et al. 2009). Melting is first noticed as isolated patches of *in situ melt*, or as melt lenses along the banding. As the volume of melt increases, leucosomes start to merge, giving rise to leucocratic veins and granitic dykes indicating that the system has attained enough mobility for migration to take place.

4.1 Anatexis: *in situ* and *in source* leucosomes

Leucogranitic patches interpreted to have formed from melt occur mainly in the CC more massive rock types, that lack a well-developed banding, and are interpreted to represent *in situ* leucosomes (following the nomenclature of Sawyer, 2008). These leucosomes are cm-sized, elongate lenses, with igneous texture, and are coarser-grained compared to the host rock (Fig. 7a, b). In the banded rocks, leucosomes are found as mm- and cm-wide lenses (*in situ* leucosomes), or oriented along the main foliation (Fig. 7c) or as continuous and regular layer-parallel bands (stromatic migmatite). Well-formed titanite or hornblende (~ 0.5cm long) are commonly found inside leucosomes (Fig.7d), and are interpreted to be peritectic minerals, solid products formed during partial melting reactions.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Leucosomes are also found as dm-sized elongate pockets (Fig. 7e) designated as *in source* leucosomes (following the nomenclature of Sawyer, 2008) because despite their texture being similar to the *in situ* pockets, there is no clear evidence of their place of origin. In places where melting has been more advanced, *in situ* and *in source* leucosomes tend to merge and form cm- to m-thick leucocratic veins (Fig. 7f), with variable content of hornblende and titanite. These veins are either concordant with the banding, or cut it at high angles.



Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 7 –Melting features at outcrop-scale: (a) patch of *in situ* leucosomes tonalitic gneiss; (b) close view of (a) showing the coarse-grained igneous texture of the leucogranite in the patch, in contrast with the fine-grained granoblastic texture of the host rock, and the well-formed crystals of peritectic hornblende; (c) general appearance of banded granodioritic gneiss with *in situ* leucosomes, one of them of sigmoidal shape with crystals of hornblende; (d) cm-sized pockets of leucosome in Bt-rich tonalite containing large, euhedral titanite crystals interpreted to be peritectic; merging patches are classified as *in source* leucosomes; (e) *In source* elongate leucosome with peritectic hornblende in Bt-Hbl-tonalitic gneiss; note melanosome around leucosome, suggesting its segregation from the melanosome, in contrast with the rest of the rock, which probably still hosts unsegregated melt forming neosome; (f) vertical leucocratic vein cutting amphibolite with *in situ* and *in source* leucosomes; darker fragments near the vein are of melanosome.

4.2 Melting features at the micro-scale

Thin films of quartz along biotite and feldspar boundaries are observed under the microscope, as well as cusped-shaped quartz crystals that pseudomorph the space generated during partial melting (Fig. 8a – as in Sawyer 2001; Holness and Sawyer, 2008). Corroded and rounded crystals of biotite and feldspars in contact with these quartz pseudomorphs suggest that they are reactant minerals not completely consumed during partial melting reactions (Fig. 8a). Well-formed peritectic hornblende and titanite with well-developed crystal faces against the quartz are commonly found (Fig. 8c, d).

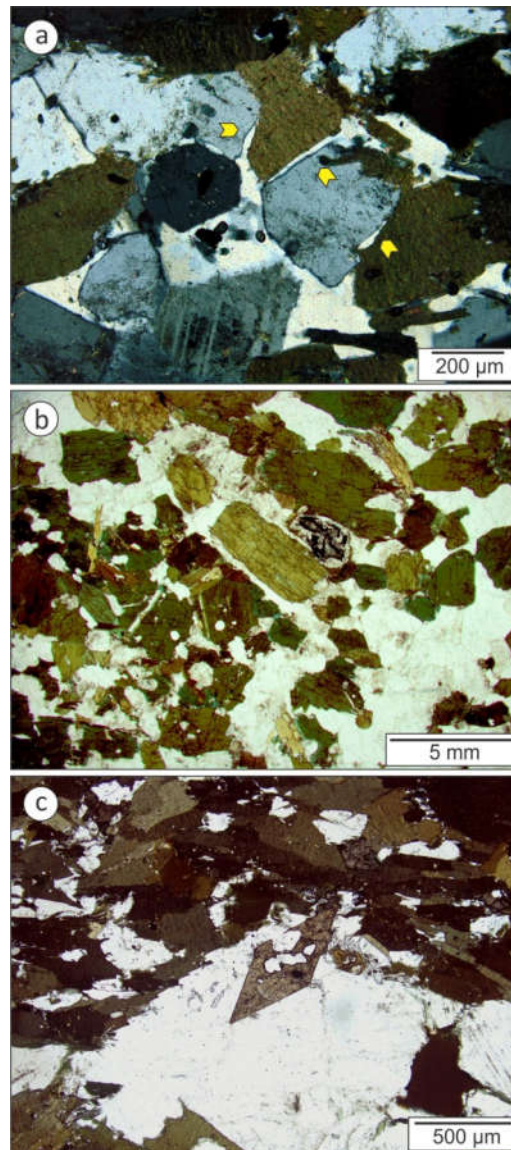


Figure 8 – Photomicrograph of melting features: (a) melt-films of quartz along grain boundaries of biotite and feldspars inside a leucosome (arrows) and cusped quartz against feldspar and biotite (bottom left); note the rounded feldspars and corroded biotite that suggest partial melt of these grains; (b) euhedral hornblende in Hbl-rich leucosome; (c) euhedral titanite of *in situ* leucosome (same rock as in Fig. 7d); (a) cross polarized light, (b) and (c) plane polarized light.

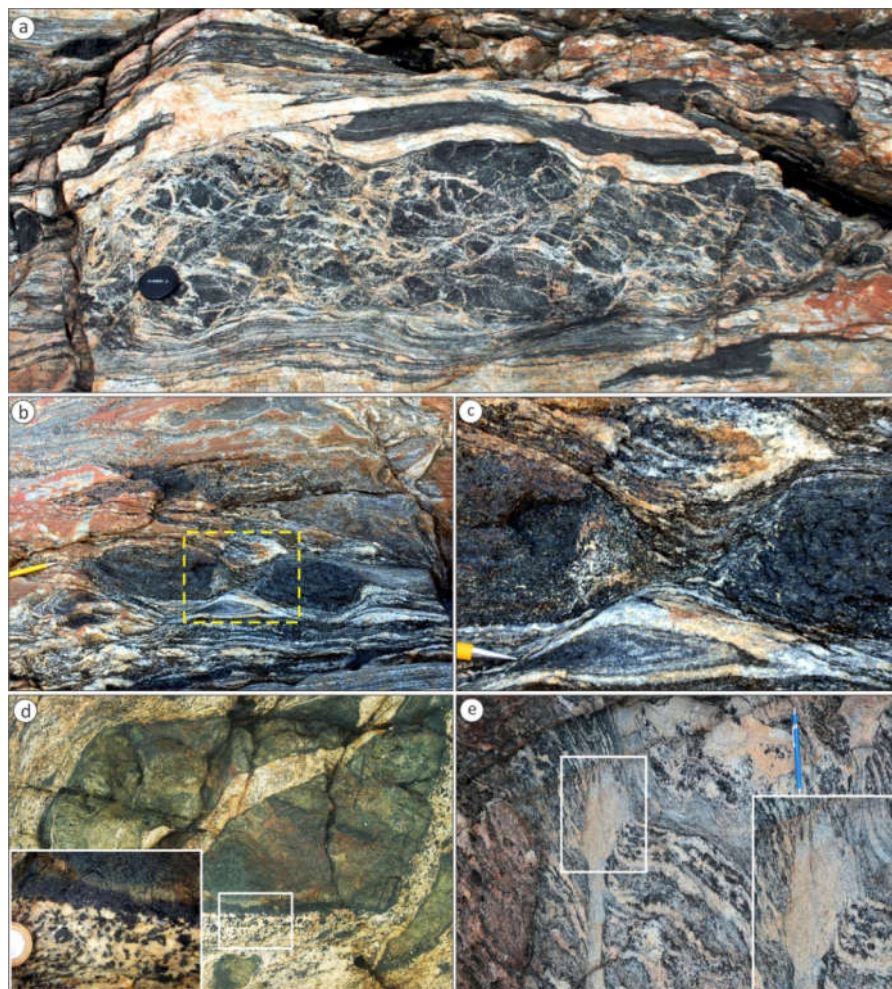
4.3 Brecciation of massive layers

In massive amphibolites and calc-silicate layers, the progression of *in situ* to *in source* melting leads to the formation of leucosome networks, responsible for the brecciation of these

Programa de Pós-Graduação em Geociências

layers (Fig. 9a). The brecciated layers become dilatant sites that act as attractors of leucosomes from neighbouring layers, gradually breaking up and mobilizing the entire layer. The migration of leucosome to boudin necks is also observed (Fig. 9b, c).

The most common leucosomes in the study area is a medium-grained leucogranodiorite, commonly with large amounts of hornblende (Fig. 9d) and subordinate biotite, titanite, epidote and allanite. A rare type of leucosome is a fine-grained, foliated monzo- to syenogranite, with biotite, allanite and rarely epidote and titanite (Fig. 9e).



Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 9 – Melting of massive amphibolites (a, b and c), and different types of leucosomes (d and e): (a) net-veined *in situ* breccia of amphibolite layer in granodioritic gneiss (stromatic migmatite), indicating different behavior of the two protoliths during anatexis; this is a typical feature of the Camboriú Complex it is interpreted to result from *in situ* disaggregation of former amphibolite layer; (b) amphibolites boudin in stromatic migmatite granodioritic gneiss; (c) closer view of (b). Note that the boudin neck has two infills: first at the margins of the amphibolite boudins where melt concentration is forms coarse-grained, Hbl-bearing leucosome. Extension has possibly continued after the end of anatexis and renewed boudinage caused flow of the gneiss into the neck; (d) the most common CC leucosome type, a medium-grained granodiorite, commonly with large amounts of hornblende surrounding calc-silicate fragment; Inset shows the reaction border where euhedral hornblende crystals are formed; (e) another leucosome variety, a fine-grained, foliated monzo- to syenogranite; note that this leucosome fills in an axial planar (F_2) site and parallel to main banding (S_1).

4.4 Segregation structures

4.4.1 Magma migration in folds

With the progression of melting, *in situ* and *in source* leucosomes start to connect and merge, becoming mobile and migrating along favourable structures. Figure 10 illustrates the progression from *in situ* to migrating melts in F_2 folds. During F_2 folding leucosomes formed at the limbs (parallel to S_1 – the folded surface) grow and merge with adjacent leucosomes, and migrate, first along S_1 , then to the axial planes of folds, preferentially of antiforms, taking advantage of the movement and space generated by the shear planes (Fig. 10a). As layer-parallel leucosomes link up along axial planes, upward migration starts, transferring melt from the core of the fold towards its hinge regions. With tightening of the F_2 folds (associated with NW-SE shortening), magma-filled axial planar foliations are activated as shear planes with opposite shear senses at opposing fold limbs, that progressively rotate towards S_2 axial-planar position (Fig. 10a). Fold tightening and magma upward migration in this way is

Programa de Pós-Graduação em Geociências

recorded by cusped fold hinges and limb layers that are displaced and discontinuous across axial planar leucosomes (Fig. 10b, c, d, e). The development of layer-parallel and axial planar leucosomes creates a widespread magma network, with the two sets intersecting parallel to the fold axis.

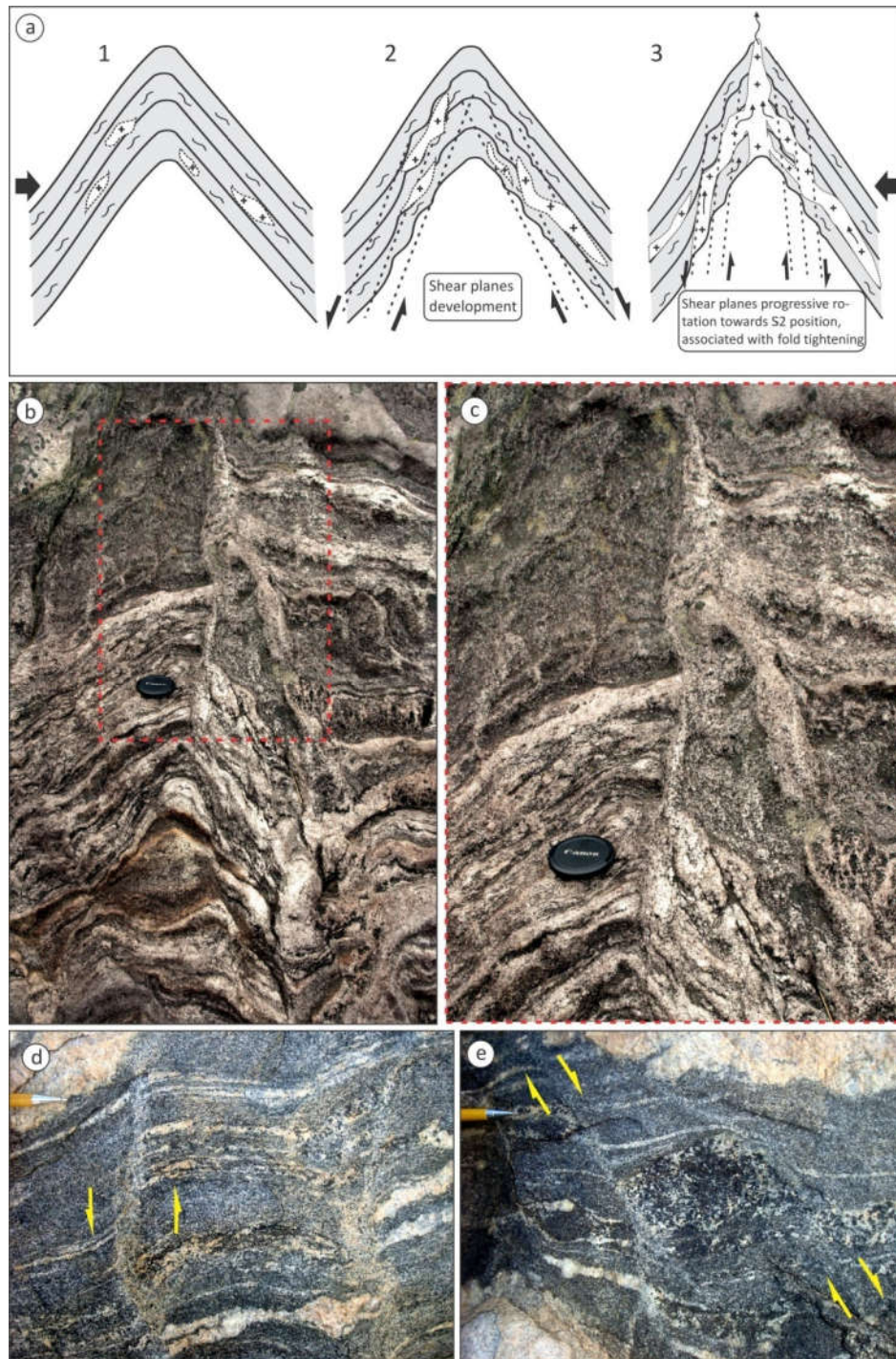


Figure 10 – Structures associated with conjugate shear planes and magma migration: (a) evolution of the conjugate shear planes and migration of leucosomes from limbs to axial planes of folds; note progressive rotation of shear planes towards axial-planar S₂ position, associated with fold tightening; (b) upright F₂ fold with banding-parallel leucosomes linked to axial plane leucosomes; (c) closer view of axial plane leucosomes in (b); note lack of continuity of some S₁ banding-parallel leucosomes with endings truncated against the axial plane; vertical exposure; (d) leucosomes parallel to axial-plane of a gentle fold in granodioritic gneiss which accommodate sinistral shearing

Programa de Pós-Graduação em Geociências

of the left limb; (e) dextral shear planes locally disrupt banding and lead to anticlockwise block rotation; (d) and (e) are horizontal exposures).

4.4.2 Granitic dykes

The magma network formed by the intersection of layer-parallel and axial-planar leucosomes commonly evolves to granitic dykes oriented either parallel to S_1 banding (Fig. 11a) or perpendicular to it (Fig. 11b). These dykes usually vary in thickness from 0.5 to 1m with clear heterogranular igneous texture.

Some dykes have both abrupt and diffuse contacts with their leucosome-rich host rocks. Diffuse contacts (Fig. 11c) are represented by a network of narrow and irregular leucosome veins from the host rocks which possibly act as local feeders to the dykes (Fig. 11c), while the discordant character of sharp dykes attests to magma mobility (Fig. 11b). Another common feature of these dykes is the high amount fragments, mainly from the massive amphibolites and calc-silicate rocks with both blocky and rounded shapes (Fig. 11d, e).

The intersection of horizontal and vertical granitic dykes, associated with continuous fold tightening, favors the growth of wider (2 to 5m) sub-vertical fragment-rich granitic dykes commonly bordered by cm- to dm-wide pegmatite injections, oriented sub-parallel to F_2 axial planes (Fig. 11f, 12a, b). The orientation of these dykes together with higher volume of magma increase its mobility that gives rise to efficient extraction dykes, which transport large amounts of magma and fragments upwards, that cross-cut and drag S_1 banding (Fig. 11g, 12a, b).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

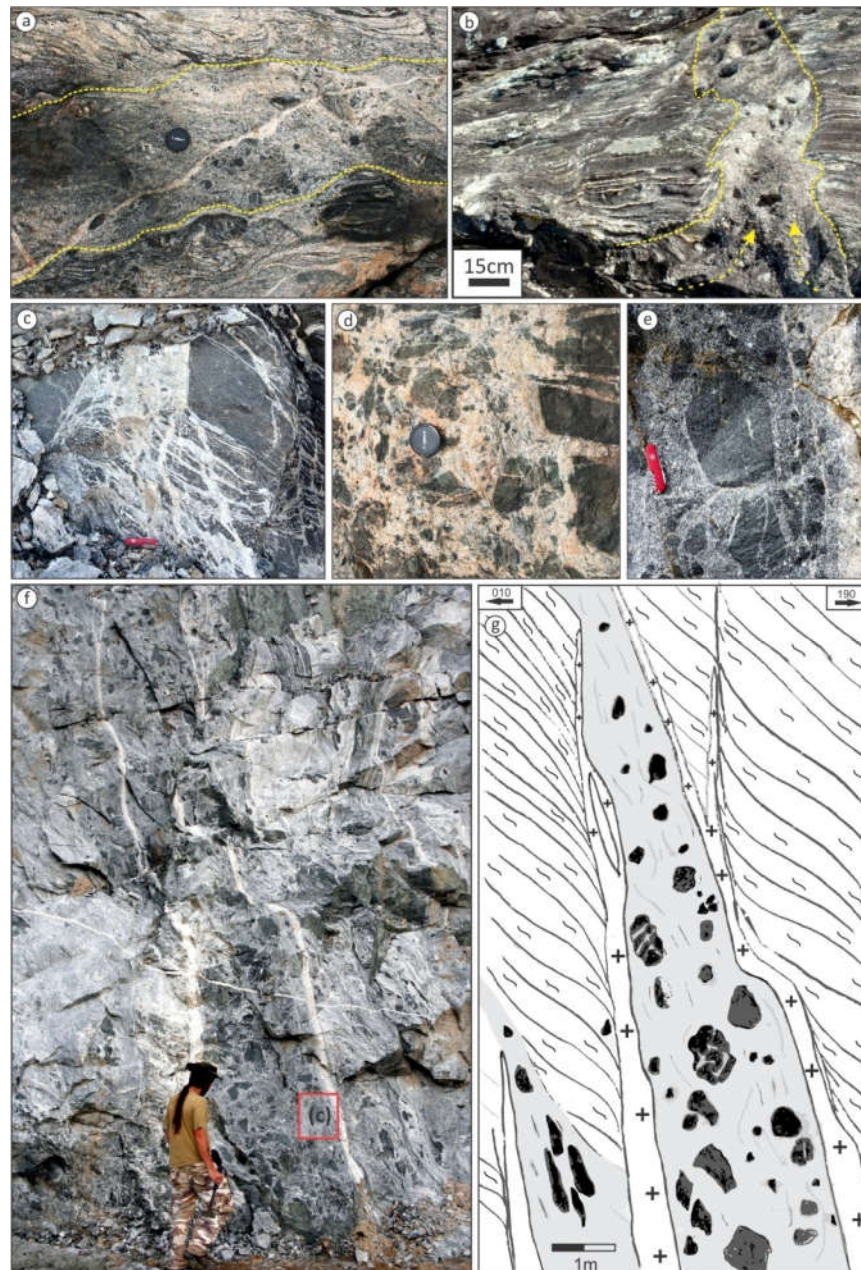


Figure 11 - Features of granitic dykes: (a) cm- thick sub-horizontal granitic dyke, oriented sub-parallel to S_1 banding; (b) cm-thick sub-vertical granitic dyke with sharp contact to the host (dotted lines) connected at the bottom with an amphibolite layer suggesting magma mobility; note the oblique position of the dyke relative to the S_1 banding of the host (arrows point to a probable direction of magma flow); (c) leucosome network linked to the base of a sub-vertical granitic dyke; note that in the upper part of photo the cm- thick leucosomes of the bottom part merge and form a ~20cm wide granitic dyke; (d) detail of disrupted blocky fragments within a leucogranite dyke; (e) detail of rounded fragment indicated in (f) within a Bt-Hbl-granodiorite; (f) fragment-rich extraction granitic dyke with pegmatite borders; the host-rock is a partly disrupted migmatite, with preserved banding best seen in the equivalent sketch; (g) note the dragging of host-rock banding (white); within the dyke, dark-gray = mesosome, black = melanosome, light gray = granitic matrix;

A detail sketch was made in one extraction dyke and is presented in figure 12. It shows a section of Camboriú Complex metamorphic sequence, with the different styles of melting between massive and banded rocks. Some melted amphibolite layers still preserve fragment coherence, which contrasts with the typical morphology of extraction dyke that shows disrupted and transported amphibolite and calc-silicate fragments inside a granitic matrix that gradually disaggregates the fragments during flow.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

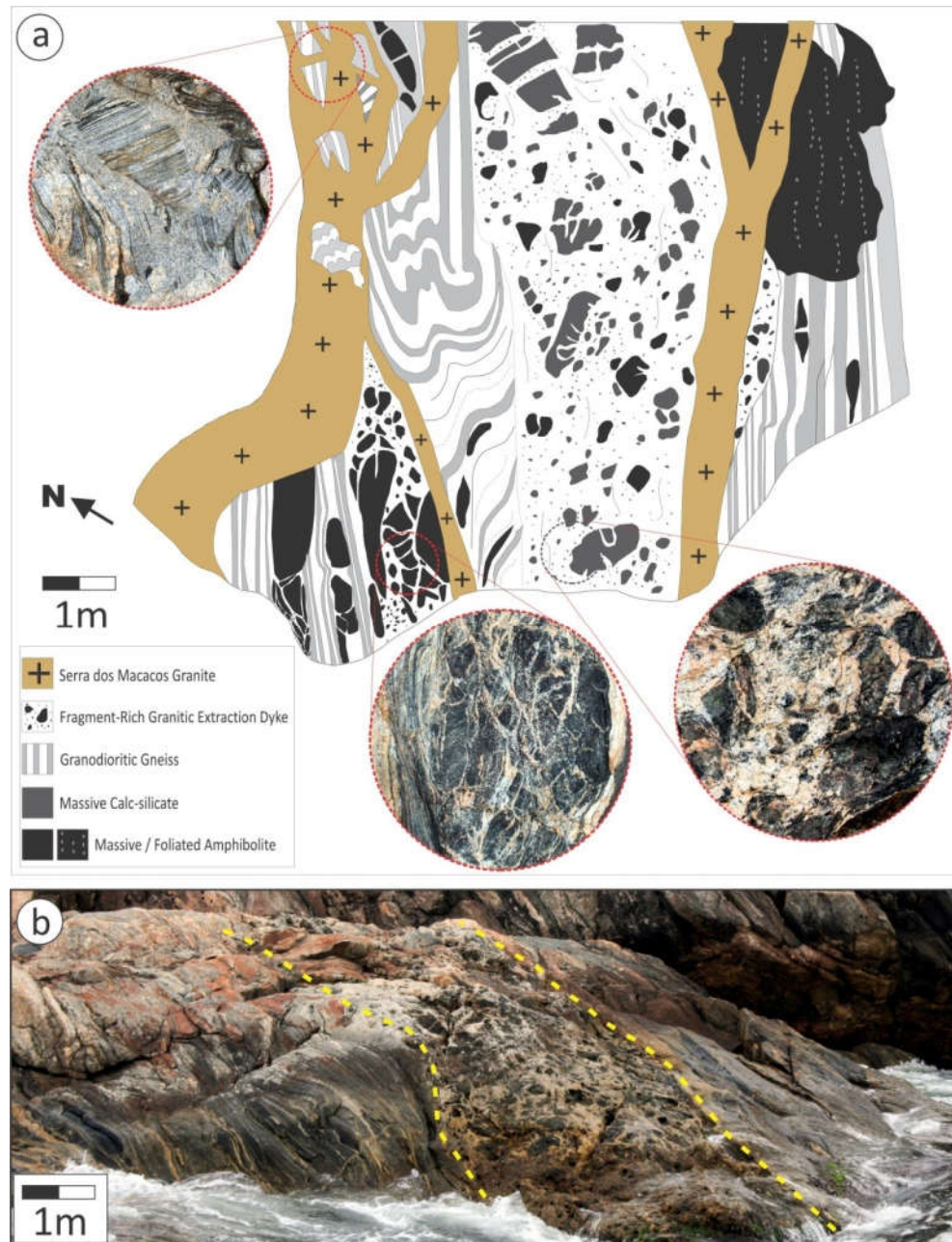


Figure 12 - Fragment-rich extraction granitic dyke features: (a) sketch map of a fragment-rich extraction granitic dyke; massive amphibolite layers that preserve fragment coherence are seen on the lower left side of the sketch and inset, in contrast with transported amphibolite and calc-silicate fragments within the dyke (center, and lower right side inset); upper left inset shows a late intrusion which disrupts the gneisses; (b) perspective view of the same dyke featuring its tabular shape and internal brecciated structure (view to NE).

5. Magma transfer during deformation

The Camboriú Complex is an example of how folding and partial melting interact to form a complex geometry of magma transfer pathways. Folding gives rise to the pressure gradients that drive magma migration and give rise to the network of layer-parallel and axial planar sheets, now preserved as leucosomes. Partial melting also increases the rate of folding by efficiently transferring material to low-pressure sites, as described by Weinberg and Mark (2008) in the Karakoram Shear Zone.

Many studies interpret granitic dyke networks as possible mechanisms of felsic magma ascent through the crust (e.g. Brown, 1994, 2007; Vernon and Paterson, 2001; Vanderhaegue, 2012; Reichardt and Weinberg, 2012; Kruger and Kisters, 2016, among others). In the case of CC, the efficiency of melt transport in dykes seems to be associated with the occurrence of massive amphibolites in the gneissic sequence. During melting, the competence of these massive rocks leads to its brecciation, generating dilatant sites that attract leucosome from the surrounding layers (Fig. 9a). This triggers the accumulation of leucosome, which leads to their preferential mobilization, and consequently nucleate extraction dykes. This could explain why the extraction dykes contain preferentially fragments of the massive rocks. The orientation of these dykes nearly parallel to the axial plane of F_2 folds suggests that their generation is contemporaneous to this folding event, and indicates that their emplacement happened during regional northwest-southeast directed shortening, which is compatible to the regional trend of Neoproterozoic structures described by several authors in the area (Bitencourt, 1996; Bitencourt and Nardi, 2004; Peternell et al., 2010; Florisbal et al., 2012a, b, c; Martini et al., 2015).

A three-stage structural evolution of the CC is presented in figure 13.

- i. Migmatization of CC starts with melting along bands (S_1) in the gneisses, producing *in situ*, layer-parallel leucosomes, and as patch melts in massive rocks (Fig. 13a). NW-SE shortening initiates the development of symmetrical, upright, NE-trending folds;
 - ii. Upon continued NW-SE shortening, folds tighten and shear planes start to develop on fold limbs (Fig. 10a), with opposite movements on each limb and both vertical and horizontal movement component. These shear planes work as a conjugate pair, initially with an angle of $\sim 50^\circ$ between each other. Leucosomes formed along banding tend to link up along axial planes (mainly in the antiforms), and shear planes (low-pressure sites). At this stage, bands of massive amphibolite or calc-silicate rocks start to brecciate and attract magma from surrounding layers. This interconnected geometry gives rise to a leucosome network, with the axial plane draining magmas from layer-parallel leucosomes. Layers of brecciated massive amphibolite and calc-silicate rocks where magmas had accumulated act as magma reservoirs (Fig. 13b). The leucosome network becomes mobile and initiates upward flow, preferentially through the axial planes;
 - iii. The advanced stage (Fig. 13c) of interplay between co-axial folding and partial melting is achieved when significant magma volume located in layer-parallel and axial-plane leucosomes merge to form efficient extraction granitic dykes oriented parallel to F_2 axial planes and start to propagate and link up to form a network that drains magma rich in amphibolite and calc-silicate fragments. Triggered by the continued shortening that tightens the folds, draining of the source through
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

extraction dykes proceeds carrying large amounts of fragments of melanosome / mesosome.

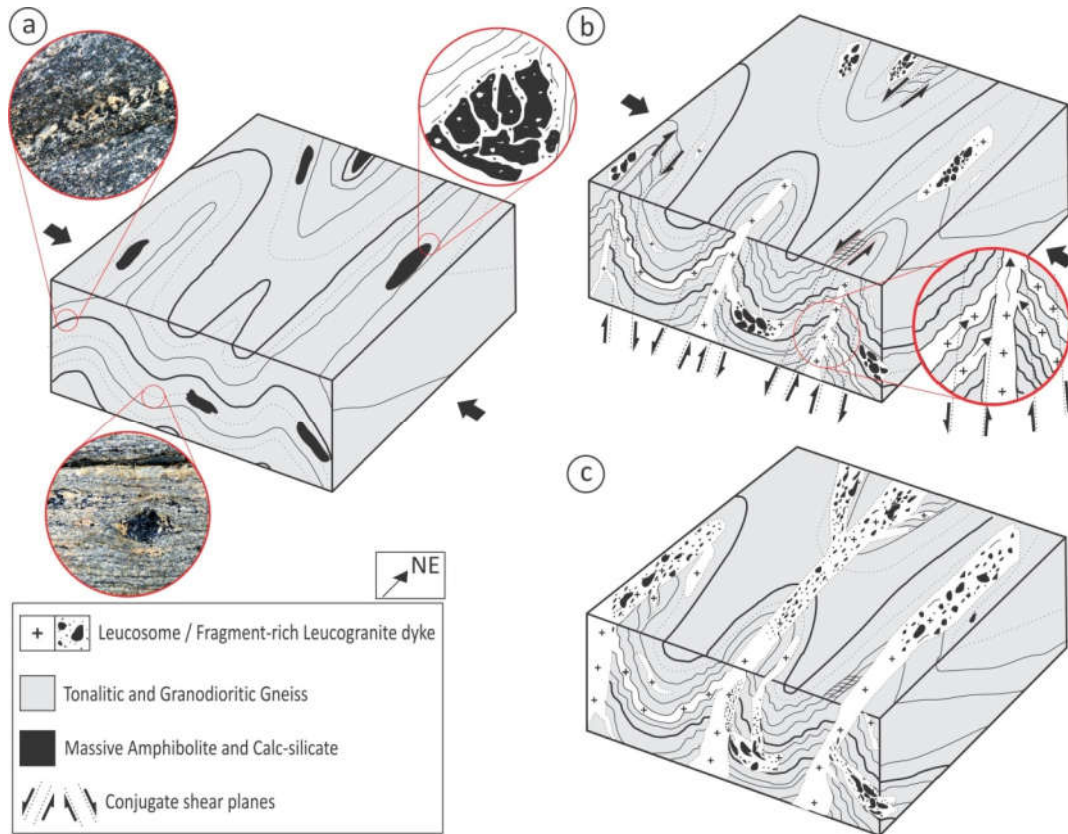


Figure 13 – Proposed model for the evolution of folding and melt extraction in the Camboriú Complex. Folding of the layered gneissic sequence provides pressure gradients and anisotropies that direct magma into a network oriented in layer-parallel and axial-plane position that connects preferentially parallel to axial-planes of antiforms and originate efficient wider dykes. These become active as extraction dykes and start to propagate cutting across the foliation and carrying large amounts of blocky massive source rocks.

6. Conclusions

The Camboriú Complex migmatites preserve the record of processes that suggest the simultaneous evolution of folding, partial melting and migration of magma. This study reinforces the importance of folding in the drainage of melt, providing both the pathways and the pressure gradient for magma migration. Partial melting also increases the rate of folding by efficiently transferring material to low-pressure sites. Progressive fold tightening in response to NW-SE regional shortening lead to magma expulsion from the wide base of antiforms towards narrow hinge zones through the network of magma pathways formed by the intersections of layer-parallel and axial planar leucosomes. During this process competent massive layers of amphibolite and calc-silicate were brecciated and attracted more magma from the surroundings and therefore became both magma reservoirs for extraction and a source for blocks in the magma. When magma connectivity in this network became sufficiently extensive to migrate, magmas were efficiently drained from the source through axial-plane parallel extraction dykes and transported the products of migmatization upwards, being able to feed upper crustal levels magmatic chambers. The orientation of structures in Camboriú Complex suggests a compatibility with the regional trend of Neoproterozoic structures, suggesting that the migmatization of CC was during Neoproterozoic times.

References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y. Neves B.B. de B & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29.
- 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., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana 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., 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, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 324-350.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brasilian Journal of Geology* 43(3), 427-443.
- 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.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 pp.
- 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.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- 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.
- Brown, M., 1994, The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-tocrustally derived granite connection in thickened orogens: *Earth-Science Reviews*, v. 36, p. 83–130.
- Brown, M., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of Geological Society* 164, 709-730.
- 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 Jr., 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. ActaGeologica Leopoldensia* 42, 5-117.
- Chemale, Jr., 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.
- Diener, J.F.A., 2014. Melt production, redistribution and accumulation in mid-crustal source rocks, with implications for crustal-scale melt transfer. *Lithos* 200-201, 212-225.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher C.C., 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77-96.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012a. 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 Sciences* 39, 24-43.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012b. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216, 132-151.
- Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012c. 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 Quatrollhas and Mariscal granites, southern Brazil. *Lithos* 153, 53-71.
- 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.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia* 6, 93-112.
- 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.
- Hollister, L.S., Crawford, M.L., 1986. Melt-enhanced deformation: a major tectonic process. *Geology* 14, 558-561.
- Holness, M.B., Sawyer, E.W., 2008. On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *Journal of Petrology* 49 (7) 1343-1363.
- Holmquist, P.J., 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bulletin of the Geological Institution of Uppsala* 15, 125-148.
- Kruger, T., Kisters, A., 2016. Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland's dome granite injection complex, Damara Belt, Namibia. *Journal of structural Geology* 89, 1-18.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Research* 261, 25-39.
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyster, 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 Geological Society* 166, 1075-1084.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., McReath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, 688–703.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stüb, 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., Liz, J.D., Wild, F., Arend, S., Oliveira, A.S., Duarte, L.C., 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. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil*. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, pp. 289-291.
- Reichardt, H. & Weinberg, R.F., 2012. The dike swarm of the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India: linking granite source to batholith. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 89–103.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2001. Mechanisms and orientation of melt segregation paths during pure shearing of a partially molten rock analog (norcamphorebenzamide). *Journal of Structural Geology* 23, 1917-1932.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 291–309.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. Canadian Mineralogist, Special Publication 9. Mineralogical Association of Canada, (386 pp.).
- Sederholm, J. J., 1893. Om berggrunden i södra Finland. *Fennia*, 8.
- Sederholm, J. J., 1897. Über eine archaische Sediment formation im südwestlichen Finnland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 6, 11-108.
- Sederholm, J. J., 1907. On granite and gneiss. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 23, 1-110.
- Silva, L.C., 1991. O Cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozoicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 21, 60-73.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist* 85, 649–667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82, 503-525.
- Vanderhaegue, O., 2012. The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plateboundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics* 56-57, 123-145.
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2001. Axial-surface leucosomes in anatectic migmatites. *Tectonophysics* 335, 183-192.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Weinberg, R., Mark, G., 2008. Magma migration, folding, and disaggregation of migmatites in the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India. Geological Society of America Bulletin, 120 (7/8), 994-1009.

4.2 Artigo 2

Título: *“Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional setting from south Brazil”*

Autores: Amós Martini, Maria de Fátima Bitencourt, Roberto F. Weinberg, Giuseppe Betino de Toni.

Submetido: 24/01/2019

Periódico: Journal of Metamorphic Geology

**Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional
setting from south Brazil**

Amós Martini^a, Maria de Fátima Bitencourt^a, Roberto Weinberg^b, Giuseppe Betino De
Toni^a

^aPrograma de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS,
Brazil

^bSchool of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Clayton, VIC
3800, Australia

Corresponding author:

Amós Martini

Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves,
9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

Phone: +55 51 985661210;

E-mail: amosmartini@gmail.com

Abstract

The Camboriú Complex migmatites are formed in a post-collisional setting during the late stages of Brasiliano Cycle in southern Brazil. Large volumes of leucosomes are formed as a result of migmatization contemporaneous with folding and shearing in all rock varieties. Leucosomes show diffuse contacts with the hosts and occur as layer-parallel bands in gneisses and as *in situ* patches in massive amphibolites. In residual rocks thin films of quartz and plagioclase fill in the space generated along grain boundaries at the time of melting. In metatexites, similar features are formed by pseudomorphosed, melt-filled pores with cusped-shaped quartz grains of small dihedral angles. Euhedral hornblende and titanite crystals are typically found within *in situ* and *in source* leucosomes, and are interpreted as peritectic phases. Rounded and corroded plagioclase crystals not totally consumed during melting commonly show well-developed overgrowths of more evolved composition. Diatexites commonly transport and disaggregate metatexite rafts giving rise to *schlieren* and increased mafic mineral content. Shape-preferred orientation develops in these rocks due to magma flow. The stability of biotite during melting and the generation of peritectic hornblende and titanite indicate the presence of free water during melting. The reactions produce tonalitic to monzogranitic melts according to the composition of the protolith and to which minerals are preferentially consumed in the melting reaction. Hbl-Pl geothermobarometry in leucosomes indicates P-T conditions during melting of 700 – 750 °C and close to 5 kbar. The large volumes of melt, relatively low-temperatures and nature of melting reactions suggest that water-fluxed melting was the main active process during structurally controlled migmatization of the Camboriú Complex.

Keywords: Water-fluxed melting; peritectic hornblende; peritectic titanite; melt reactions; melt composition;

2. Introduction

Migmatites are rocks that can record step by step and at multi-scale complex processes that lead to crustal evolution and differentiation. The generation of granitic magmas by partial melting of crustal rocks and their consequent upward flow in the continental crust is a crucial process that leads to crustal recycling and differentiation (Brown, 2013; Sawyer et al., 2011) and, therefore, is related to the origin of continents (Campbell and Taylor, 1983). The metamorphic (P-T) conditions during partial melting are variable, and the melting reactions and melt compositions depend on the composition and mineralogy of the rocks involved in the melting, as well as on the presence or absence of free water in the system. Free water, even in small quantities, influences dramatically a variety of physical and chemical properties of geological materials, such as melting temperatures, melt chemistry, viscosity and density, phase equilibria, and reaction kinetics (Weinberg and Hasalova, 2015).

The Camboriú Complex, located in the state of Santa Catarina, southern Brazil, shows widespread partial melting and magma migration/extraction features closely related to the evolution of folds and shear zones (Martini, 2019). This paper presents new data on the nature of the anatectic rocks of the Camboriú Complex, focusing on the petrologic aspects of migmatization. We present the field relations and main features of the migmatites, followed by petrography and microstructures related to partial melting, to suggest possible melting reactions. This is followed by a discussion regarding the presence of water during melting, the nature of peritectic minerals and its relations with water presence, and the P-T conditions that governed the migmatization event.

2. Geological Setting

This study focuses on the southern part of the Mantiqueira Province (Almeida et al. 1981, Fig. 1a), where Precambrian rocks related to the Dom Feliciano Belt (DFB) are well exposed. The DFB extends from southern Brazil to Uruguay, and was formed during the Brasiliano/Pan-African Cycle which involved subduction of oceanic crust and collisional events among continents and magmatic arcs, resulting in the formation of Gondwana Supercontinent. In the state of Santa Catarina (Fig. 1b) the DFB comprises, from north to south, high-grade gneisses of the Santa Catarina Granulitic Complex (Hartmann et al., 1979) partially covered by Paleozoic volcano-sedimentary rocks, the gneissic/migmatitic association known as the Camboriú Complex (Chemale et al., 1995), closely related to the Itapema Granite (Bitencourt and Nardi, 2004), syn-transcurrence granitoids, and the supracrustal rocks of the Brusque Metamorphic Complex (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). The southern part of this shield area is dominated by a large mass of late-orogenic, Neoproterozoic granitoids, commonly associated with coeval mafic magmas.

Two major structures, the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones are described in Catarinense Shield and are both attributed to the Southern Brazilian Shear Belt by Bitencourt and Nardi (2000). Both shear zones strike NE and have dextral transcurrent kinematics with associated NNE- to NS-trending shear zones of sinistral shear sense. The crystallization ages of syntectonic granitoids emplaced along these transcurrent shear zones range between 625 and 588 Ma (Floribal et al., 2012a; Chemale et al., 2012– U-Pb LA-ICP-MS in zircon), which suggest that this area was tectonically active during the late stages of

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Brasiliano Cycle, in a post-collisional setting related to the *ca.* 650 Ma collision proposed by Martil et al. (2017) in southernmost Brazil.

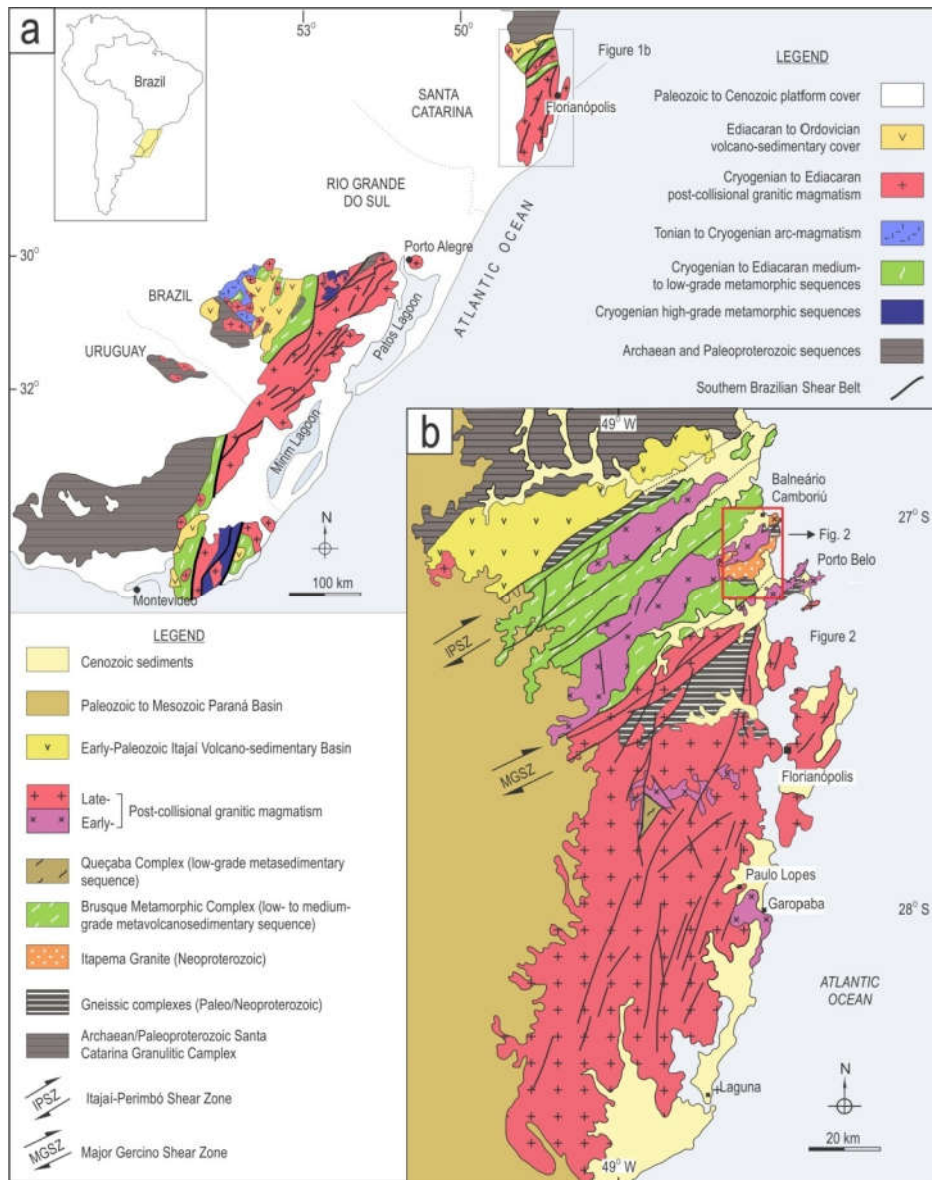


Figure 1 - (a) Geotectonic framework of southern Brazil and Uruguay, and (b) geological units and main tectonic features of the Catarinense Shield (state of Santa Catarina, Brazil), red rectangle marks the study area (Modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

The study area, indicated in figure 1, is located in this low-strain zone between the two large-scale transcurrent shear zones, where the basement comprises mainly migmatitic

Programa de Pós-Graduação em Geociências

gneisses and the Itapema Granite, both part of the Camboriú Complex, and are intruded by younger granitoids (Fig. 2). In this region, the original structural and geological relations are not strongly overprinted by transcurrent tectonism. According to Peternell et al. (2010 and references therein), the metamorphic rocks of the Camboriú Complex (CC) are thinly-laminated to banded orthogneisses of tonalitic to granodioritic composition, with subordinate amphibolite bodies. The gneisses are often migmatitic, with trondhjemitic to leucogranitic leucosomes. The CC metamorphic rocks show evidence of partial melting, given by leucocratic irregular portions of diffuse contacts (Peternell et al., 2010), formed at upper amphibolite facies conditions (Chemale Jr. et al. 1995; Philipp et al. 2009). The CC banding strikes NE, with variable dips to NW and SE.

Many authors (Hartmann et al. 2003; Silva et al. 2000, 2005; Philipp et al. 2009; Basei et al. 2013) report age data for these metamorphic rocks, but there is no consensus about the meaning of these ages. The zircon U-Pb SHRIMP age of ca. 2.0 Ga was interpreted as the crystallization age of the protolith of CC gneisses (Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2005). Basei et al. (2013) identified abundant Archean inherited zircon grains (from 3.3 to 2.7 Ga) (U-Pb SHRIMP). Philipp et al. (2009) report a monazite age value of 650-630 Ma (U-Th-Pb EPMA), interpreted as the age of metamorphism. Basei et al. (2013), based on U-Pb SHRIMP dating and Hf isotope data from CC tonalitic leucosomes and amphibolites, conclude that the complex resulted from polycyclic evolution. According to this author, this evolution would start with juvenile magma accretion in the Archean, followed by several intracrustal reworking events, which would have begun in the Paleo- to Mesoproterozoic (3.3 to 3.0 Ga), continued through the Neoproterozoic and Paleoproterozoic, and ended in the Neoproterozoic (0.64 to 0.61 Ga) with a migmatization event that resulted in the lithological complexity of these migmatites.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

The Itapema Granite (IG) consists of xenolith-rich, hornblende-biotite granodiorites to monzogranites, and fine-grained, equigranular leucogranites. A well-developed flow banding is found in all its varieties, as described by Bitencourt and Nardi (2004). The IG was dated at 2.02 Ga (zircon U-Pb SHRIMP) by Hartmann et al. (2003), who interpreted this to be its magmatic crystallization age. The Ponta do Cabeço Diatexite dated by Basei et al. (2013) is possibly equivalent to the Itapema Granite itself, with a magmatic age of 637 ± 21 Ma (zircon U-Pb SHRIMP).

The younger intrusive units in this area are the syn-transcurrence Rio Pequeno Granite (RPG), Serra dos Macacos Granite (SMG) and Corre-Mar Granite (CMG) shown in figure 2. They comprise syeno- to monzogranites, with ages from 622 to 611 Ma (zircon U-Pb LA-ICP-MS) (Florisbal et al. 2012; Martini et al. 2015).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

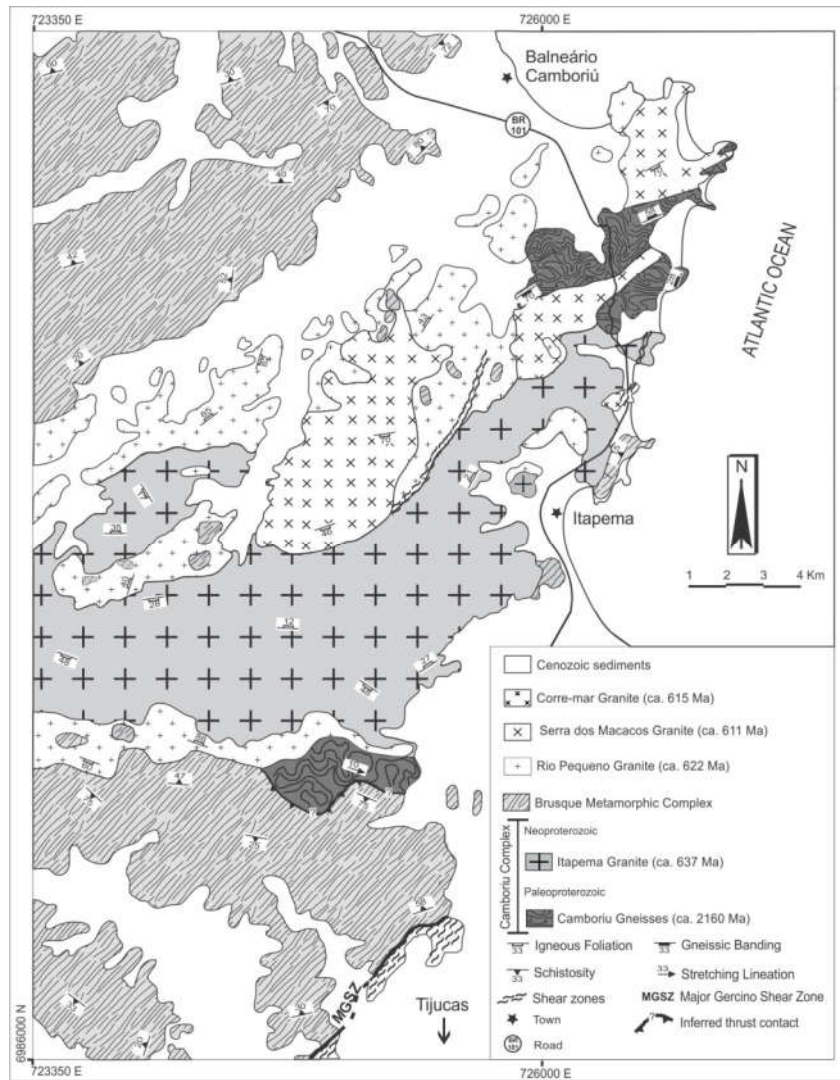


Figure 2 - Geological map of the study area indicated in figure 1b showing distribution and contact relations between the Camboriú Complex and Neoproterozoic intrusions (modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

3. Camboriú Complex migmatites and igneous rocks

All metamorphic rocks of the Camboriú Complex show pervasive partial melting features, with the generation of large volumes of neosome, *i.e.*, leucosome + melanosome. In this study, the terminology of migmatites is used according to Sawyer (2008), in which leucosomes represent a combination of crystallized products from former melt and residual material of the melting reaction, while melanosomes, typically rich in biotite, hornblende, and other mafic phases, represent solid material and reaction products left behind after melt segregation.

The most abundant rocks in the complex are the hornblende-biotite tonalitic to granodioritic migmatitic gneisses of fine- to medium-grained granoblastic texture and well-developed mm- to cm- banding (Fig. 3a). The metamorphic banding (S_1) is marked by interleaving of quartz-feldspathic (locally interpreted as leucosomes) and mafic bands of variable modal contents of biotite and hornblende, locally interpreted as melanosome. A mafic-rich ($M' > 20\%$) and foliated variety of tonalitic gneiss is locally found and contains lenses and discontinuous bands of leucosome, as well as irregularly distributed melanosome (Fig. 3b). These gneisses are commonly interleaved with cm- to m-thick bands of fine- to medium-grained, commonly massive amphibolites (Fig. 3c), which locally contain mm- to cm-spaced, discontinuous foliation enhanced by felsic bands of leucosome. The amphibolite bands are commonly found as leucosome-rich brecciated layers, composed mainly of hornblende, with small amounts of biotite. Locally they form a nearly monomineralic ultramafic variety interpreted by Martini (2019) as restites from which leucosomes have been extracted. In places where the structures are already disrupted due to melting and shearing, the restites form cm- do dm-size rafts within the leucosomes. During melting, these rafts are

Programa de Pós-Graduação em Geociências

disaggregated into cm- to mm-size clasts or mineral aggregates, increasing the amount of mafic minerals of the leucosomes nearby (Fig. 3c). Pelitic gneisses and calc-silicate rocks occur only locally, as lenses or discontinuous bands in the orthogneisses (Fig. 3d,e).

The distribution of leucosomes in the migmatites and their relation with cm- to m-size symmetrical upright open to tight folds (F_2) (Fig. 4a, b) and shear planes (Fig. 4c, d) suggest structural control of the melting, as described in detail by Martini (2019) and briefly summarized here. During incipient melting, *in situ* and *in source* leucosomes are either parallel to the main gneissic banding (S_1) or form isolated melt patches in massive rocks, such as the amphibolites. As the proportion of leucosomes increases, they connect and migrate along sets of conjugate shear planes which are symmetrical to F_2 axial planes. With further tightening of F_2 folds these shear planes tend to rotate towards the orientation of F_2 axial planes giving rise to an axial-planar spaced foliation (S_2) that is commonly filled with leucosome (Fig. 4b). Locally these leucosome-rich shear planes evolve into m-thick, subvertical leucogranite dikes, interpreted as channels of magma mobilized from the migmatites, which drain magma towards upper crustal levels. Based on the model of Weinberg and Mark (2008), we interpret this leucosome network to be contemporaneous with deformation.

The Itapema Granite (IG), igneous part of the CC, comprises heterogranular hornblende-biotite granodiorites to monzogranites, and fine equigranular leucogranites, with titanite and allanite as characteristic accessory phases. Mafic aggregates composed mainly of igneous-texture biotite and amphibole form irregularly distributed, variable-sized fragments (Fig. 3f), more commonly found near mafic xenoliths. The Itapema Granite shows abundant country-rock xenoliths, up to 20 fragments/m², of banded or massive amphibolite, finely-laminated quartz-feldspathic gneisses and augen gneisses, biotite (\pm sillimanite) gneisses and

Programa de Pós-Graduação em Geociências

schists, mafic and ultramafic schists, and calc-silicate rocks. It also shows well-developed flow banding, marked by variable proportions of mafic minerals (biotite, hornblende, titanite), pegmatites, disrupted xenoliths, and *schlieren*.

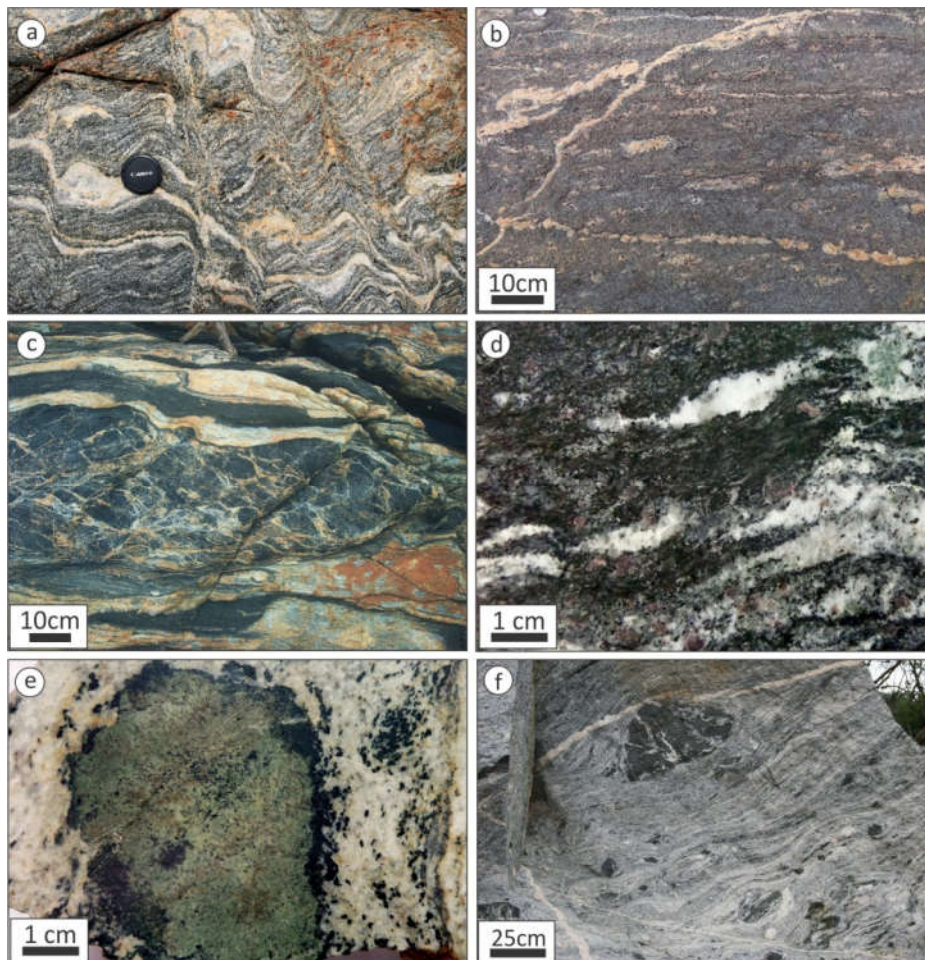


Figure 3 – Mesoscale features of Camboriú Complex rocks: (a) hornblende – biotite tonalitic to granodioritic gneiss, with fine- to medium-grained granoblastic texture and well-developed mm- to cm- banding. Note the shear-planes orthogonal to banding, filled with leucosome interpreted to be syn-anatectic (see Weinberg and Mark, 2008, and Weinberg et al 2015); (b) mafic-rich ($M' > 20\%$) and foliated variety of tonalitic gneiss. This variety is more massive, lacks banding, and leucosomes occur as isolated patches, locally connected; (c) brecciated bands of massive, fine- to medium-grained, biotite-amphibolites;(d) pelitic gneiss with discontinuous banding given by alternating quartzo-feldspathic layers (leucosome) and biotite, sillimanite and garnet mafic bands (melanosome). Sillimanite and garnet are widespread in rock matrix, apparently unrelated spatially to leucosomes; (e) massive calc-silicate xenolith, surrounded by hornblende crystals, hosted by Hbl-bearing leucocratic granite; (f) typical aspect of Itapema Granite with well-developed flow banding and large amount of fragments.

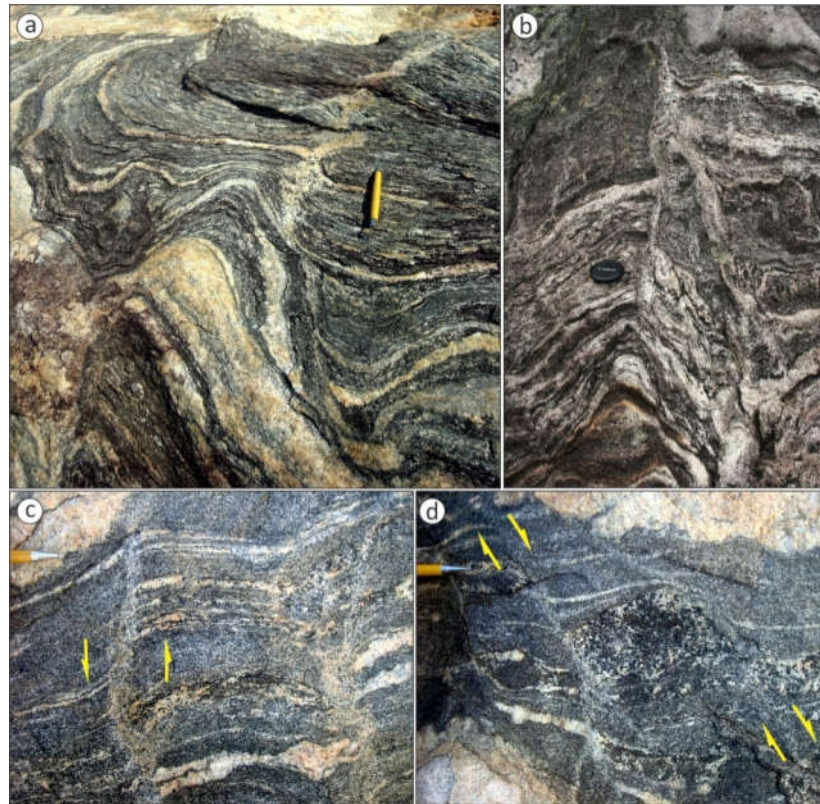


Figure 4 – Main structures of the Camboriú Complex metamorphic rocks: (a) typical upright folds, with layer-parallel and axial-planar leucosomes; (b) leucosome-filled axial plane of upright antiform; (c) leucosomes parallel to axial-plane of a gentle fold in granodioritic gneiss which accommodate sinistral shearing of the left limb; (d) dextral shear planes locally disrupt banding and lead to anticlockwise block rotation; (c) and (d) are horizontal exposures).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

4. Leucosome morphology and peritectic phases

The morphological aspect of the Camboriú Complex migmatites changes according to the structure of the protolith (Fig.5). In general, all leucosomes exhibit coarse- to medium-grained texture, diffuse contacts with the host rock, in general with poorly-developed or no mafic selvage surrounding them (Fig. 5 a to f). Figures 5a and b show typical leucosomes in the thinly-banded gneisses, where they tend to follow the bands and are crosscut by leucosome-filled shear planes. These leucosomes typically show regular thickness, and lateral continuity (Fig. 5a. b) that favor magma migration parallel to the bands. On the other hand, leucosomes in the massive rocks tend to form randomly distributed, isolated patches (Fig. 5c, d) so that magma has not mobility before the patches coalesce. In figures 5e and f, shear planes are shown to be filled with leucosome, eventually giving rise to net-like structures.

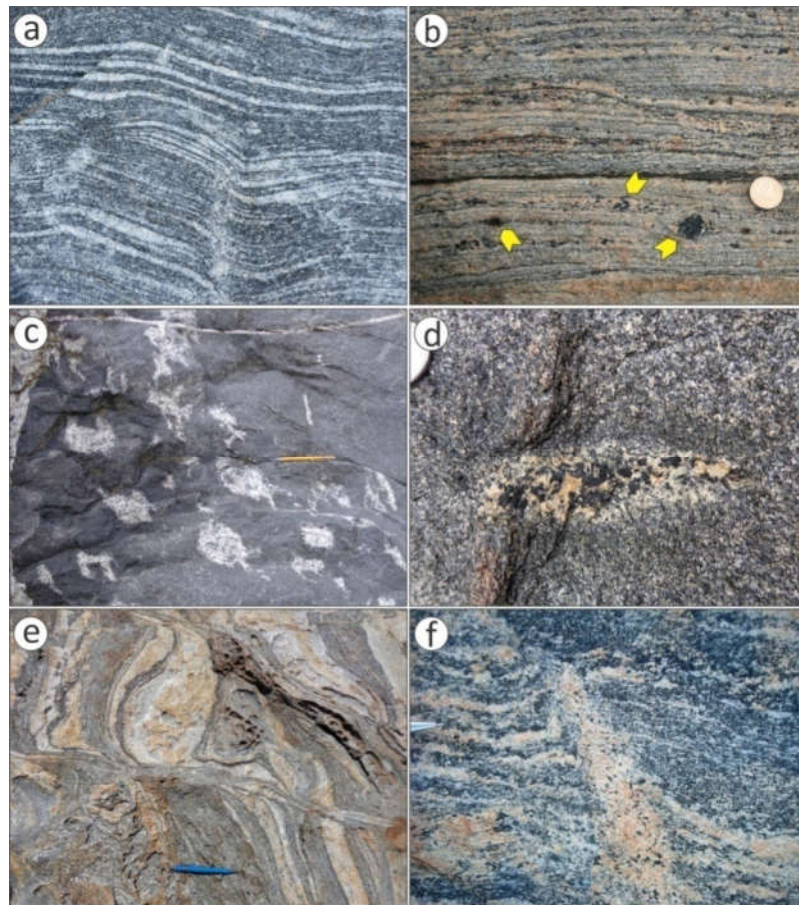


Figure 5 – Leucosome morphologies at outcrop-scale: (a) typical layer-parallel leucosomes inside thin-banded gneisses. Note faint, ill-defined vertical leucosome at high angle to banding (lower central part of photograph); (b) layer-parallel leucosomes with well formed hornblende crystals within it; (c) isolated melt patches inside massive amphibolites; (d) *in situ* leucosome patch showing the coarse-grained igneous texture of the patch in contrast with the fine granoblastic texture of the host rock. Note coin for scale on upper left. Leucosomes in (b) and (d) include euhedral crystals of hornblende coarser than in the source rock; (e) syn-melting shear plane filled with leucosome (horizontal in middle of photograph); (f) leucosome in shear plane parallel to axial planes of folds in the CC (view parallel to fold axis), with a net-like structure of leucosome.

Hornblende and titanite (~ 0.5cm long) crystals within leucosomes commonly have well-developed faces against quartz and feldspars (Fig. 6a, b). Subordinately, they show anhedral shapes with inclusions of rounded feldspars and quartz (Fig. 6c, d). Coarse-grained euhedral hornblende and titanite crystals are typically found within or at the margins of leucosome bodies. Such characteristics suggest that these are peritectic phases, crystallized against the melt at the time of melting reactions (similar examples are found in Sawyer, 2001,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

2008). The anhedral and locally cusped shape of titanite and hornblende crystals suggest that they crystallized when there was limited space available, probably at the initial stages of melting. As the melt fraction increased, so did the space available, thus allowing for the crystallization of euhedral peritectic phases (Figure 6e, f). These peritectic minerals are found within *in situ* patches as well as within *in source* leucosomes, and in leucogranitic veins that crosscut metatexites, where they form similar mm-size euhedral crystals. The features described suggest that the peritectic minerals were transported within the leucosomes during melt migration.

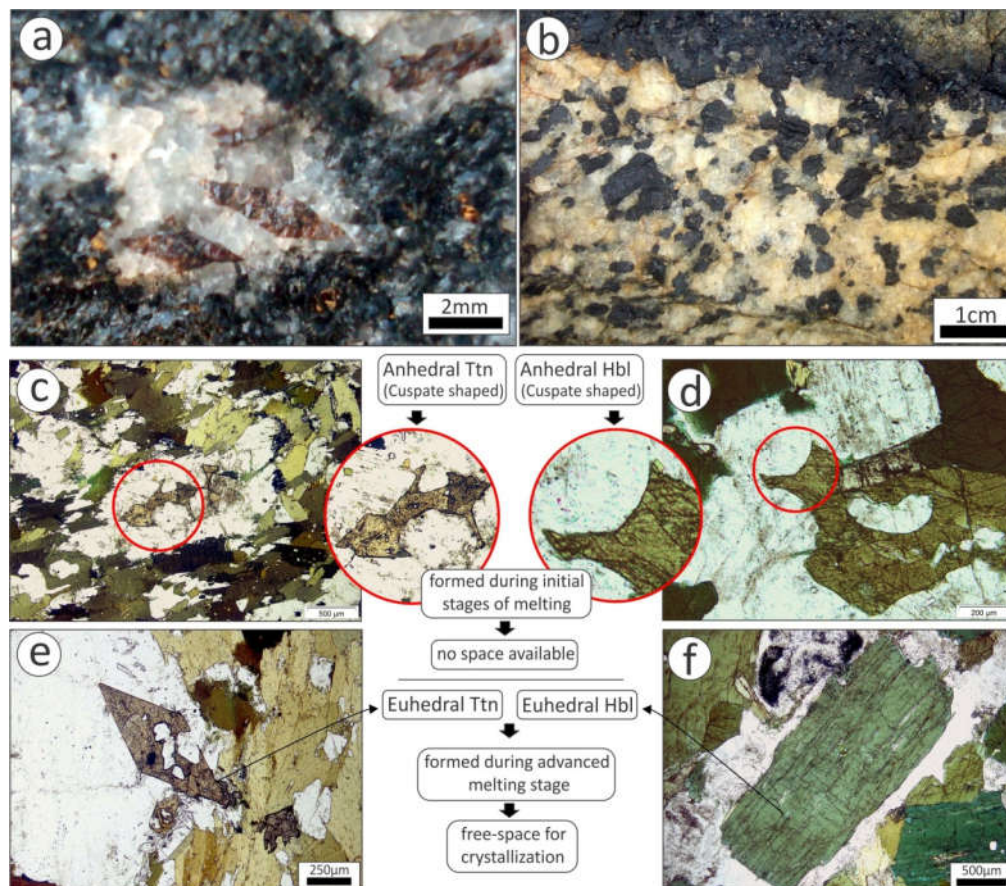


Figure 6 – Peritectic minerals at macro- and microscale: (a) euhedral titanite from *in situ* patch leucosome in biotite gneiss; note the contrasting grain size of the euhedral titanite (0.5 cm) and the surrounding minerals (0.1-0.2 mm);(b) euhedral peritectic hornblende grains from leucosome in amphibolite; (c) detail of an anhedral,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

early-formed titanite locally cusped; (d) anhedral, early-formed hornblende crystallized with little free space, indicated by the cusped shape at the borders; euhedral titanite (e) and hornblende (f) crystallized during advanced melting stages with free-space available to crystallize. All photomicrographs in plane-polarized light.

5. Microstructures and mineral composition associated with partial melting

A series of microstructures indicative of different degrees of partial melting are recognized in the Camboriú Complex migmatites. Microprobe data are used as a complementary tool for petrography observations and to establish the Hbl-Pl geothermobarometry, as shown in section 6. Analyses were carried out at the Microprobe Laboratory of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brazil), using a Cameca SXFive. The analytical conditions for crystals of plagioclase and amphibole were 15 keV, 15 nA current, and beam size of 5 μm . Titanite analyses conditions were 15 keV, 20 nA current, and beam size of 5 μm . The results are presented in table 1.

The petrographic observations made on CC migmatites are organized and presented as microstructures of residual rocks, metatexites and diatexites. The rocks interpreted to be the residue of migmatization from where melts were extracted from nearly monomineralic bands or lenses of hornblende or biotite. They typically show a medium to coarse granoblastic texture, with polygonal contacts between the crystals (Fig. 7a). Locally, thin films of quartz or feldspars are found along the grain boundaries, and are interpreted as pseudomorphs that replace films of former melt, suggesting that not all available melt was extracted from the source (Fig. 7a,b).

At outcrops with small amounts of melt (metatexites), the leucosomes form *in situ* patches or diffuse-contact, cm-long lenses parallel to gneissic banding. These locally focused

Programa de Pós-Graduação em Geociências

leucosomes typically lack or show small proportion of mafic minerals (biotite and hornblende) as compared to the host. Rounded and corroded grains of feldspars (mainly plagioclase) and biotite, interpreted to be reactants not completely consumed during the melting reaction (Fig. 7c,d), are found as inclusions in the leucosomes coarse-grained peritectic hornblende. In some *in situ* and *in source* leucosomes, rounded plagioclase crystal cores (An₂₀₋₂₈) show well-developed overgrowths (An₅₋₁₈) as shown in figures 9a and b. The anorthite content of some metamorphic matrix plagioclase crystals (i.e. away from leucosomes) is similar to that of these cores (An₂₀₋₂₃). Figure 7c and d show pseudomorphosed, melt-filled pores with cusped-shaped quartz of small (<60°) dihedral angles that suggest melt-solid-solid contacts before solidification (Holness and Sawyer, 2008). Such small dihedral angles give rise to an efficient melt interconnectivity, as pointed out by Vanderhaeghe (2009), which together with increasing proportion of melt starts the disruption of the rock. Within these *in situ* leucosomes, anhedral to euhedral crystals of peritectic titanite or hornblende are commonly found, occasionally with poikilitic texture (Fig. 6c, d, e).

In rocks disaggregated due to high proportions of melt (diatexites), cm- to m-size bodies of leucosome containing peritectic hornblende and/or titanite become important. These leucosomes show medium to coarse-grained igneous texture, tonalitic to monzogranitic composition, and locally develop shape preferred orientation of feldspars defining a magmatic foliation. Peritectic titanite and hornblende are commonly well-formed (~ 0.5cm long) with euhedral shapes against quartz and feldspars (Fig. 7e, f). Fragments of metatexite are often found in the diatexites, commonly disaggregated by magmatic flow, giving rise to *schlieren* and increase of mafic minerals (mainly Bt and Hbl).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Microprobe data for titanite indicate Al contents of 0.045-0.070 a.p.f.u. and calculated OH values of 0.039-0.068 a.p.f.u. which are similar to those presented by Harlov et al. (2006) (0.031- 0.103 Al – a.p.f.u. and 0.045-0.085 OH a.p.f.u.) for titanites formed under high activity of H₂O. Amphibole crystals from *in situ* leucosomes, are mostly Mg-Hornblende and subordinately Tschermakite varieties in the classification of Leake et al. (1997).

Hornblende crystals with borders reacted to epidote or biotite are common. Epidote is subhedral to euhedral (~2 mm long) and commonly shows allanite cores (~0.5 mm long) (Fig. 7h). In a specific sample of diatexite containing biotite-rich mafic aggregates, narrow and elongate titanite crystals occur along biotite grain boundaries (Fig. 8a and b).

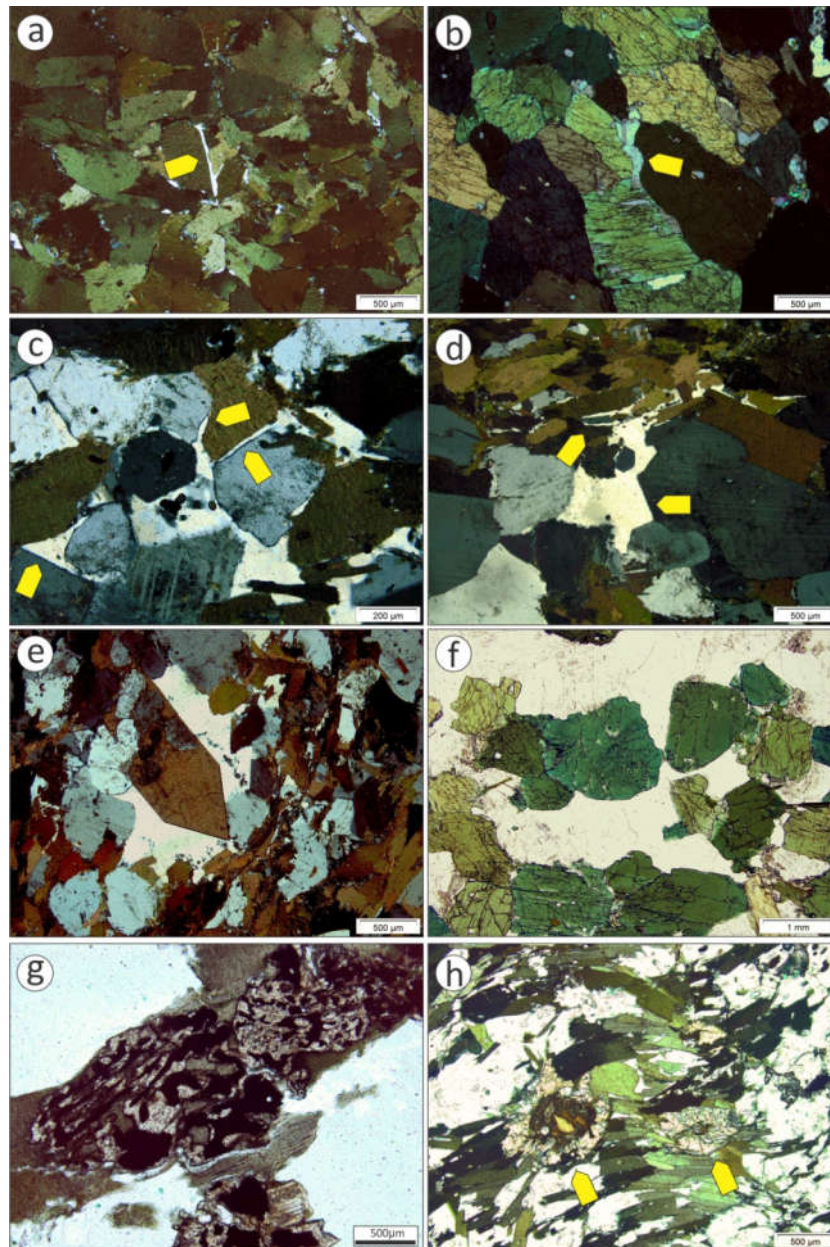


Figure 7 – Photomicrographs of structures related to melting: (a) melt film replaced by quartz trapped between biotite crystals in biotite-rich melanosome; (b) melt film replaced by plagioclase in amphibole-rich residual rock; (c) melt film pseudomorphed by quartz locally with cusped shapes (top center and bottom left) along grain boundaries of biotite and plagioclase in metatexite; (d) well-developed crystal faces of plagioclase against quartz which pseudomorphs melt pool (right arrow) and the same quartz grain surrounding corroded plagioclase (left arrow); (e) titanite in diatexite with well-developed crystal faces against quartz and irregular, inclusion-rich side in contact with feldspar; (f) large subhedral to euhedral hornblende crystals in leucosome; (g) titanite crystal with intergrowth relations with ilmenite or magnetite surrounded by biotite; (h) allanite cores of epidote crystals (arrows) in diatexite. (a) to (e) and (g) cross-polarized light, (f) and (h) plane-polarized light.

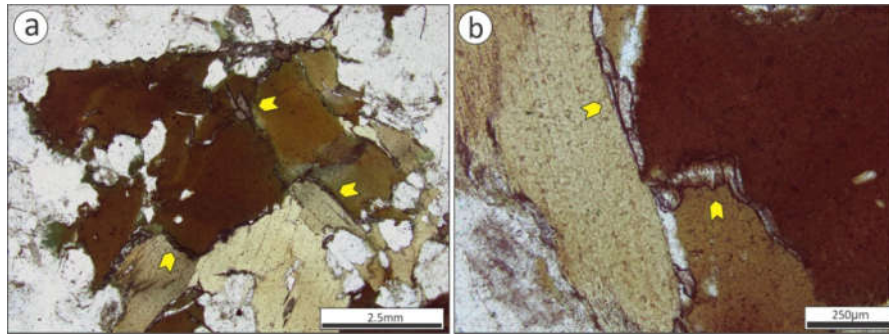


Figure 8 – Overview (a) and detail (b) of biotite-rich mafic aggregate with narrow, elongate titanite crystals (arrows) along biotite grain boundaries in diatexite.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Titanite																	
Spot	61	59	53	50	47	42	6	12	11	9	10						
SiO2	29,78	29,99	29,91	29,77	29,85	30,08	29,7	29,83	29,97	30,34	30,05						
TiO2	36,17	36,07	36,93	37,07	36,39	36,08	36,6	35,55	36,58	36,57	36,74						
Al2O3	1,34	1,48	1,16	1,13	1,46	1,38	1,46	1,82	1,43	1,62	1,26						
Cr2O3	0	0,02	0	0	0	0,01	0,1	0,05	0,05	0,08	0,03						
Fe2O3	1,66	1,66	1,2	1,22	1,7	1,7	1,55	1,68	1,36	1,18	1,2						
MnO	0,1	0,06	0,11	0,13	0,09	0,13	0,12	0,09	0,08	0,08	0,08						
CaO	27,46	27,6	27,27	27,34	27,52	27,71	27,53	27,55	28,24	27,4							
Na2O	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01						
F	0,29	0,38	0,2	0,3	0,35	0,35	0,54	0,62	0,43	0,53	0,32						
H2O *	0,29	0,27	0,25	0,2	0,28	0,27	0,18	0,23	0,219	0,18	0,221						
Total	97,12	97,54	97,05	97,18	97,67	97,54	97,97	97,41	97,69	98,82	97,33						
Si	0,99	0,99	1,00	0,99	0,98	0,99	0,97	0,976	0,99	0,98	0,99						
Ti	0,90	0,89	0,93	0,93	0,90	0,90	0,90	0,88	0,90	0,89	0,91						
Al	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05						
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Fe3+	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03						
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Ca	0,98	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97						
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
F	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03						
OH	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05						
?cations	3,07	3,06	3,06	3,05	3,07	3,06	3,04	3,05	3,05	3,04	3,05						
Amphibole																	
Spot	1	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	17	20	2	3	10
SiO2	43,94	43,59	44,02	44,21	49,23	44,16	44,24	43,77	43,89	44,25	43,89	44,4	44,34	43,96	43,4	43,45	43,24
TiO2	1,18	1,26	1,04	1,17	0,21	1,21	1,05	1,35	1,32	0,96	0,96	1,23	1,33	1,26	1,3	1,23	1,36
Al2O3	9,43	9,06	9,11	9,12	5,35	9,02	8,9	9,42	8,97	8,61	9,15	8,72	8,89	8,98	9,72	9,69	9,59
Cr2O3	0,12	0,11	0,08	0,12	0,1	0,12	0,12	0,04	0,05	0,08	0,06	0,13	0,07	0,15	0,1	0,13	0,09
FeO	16,71	16,69	17,09	16,71	14,54	16,43	16,78	17,25	17,09	16,89	17,22	16,68	17,08	17,18	17,14	17,13	17,44
MnO	0,42	0,43	0,44	0,44	0,44	0,41	0,4	0,46	0,46	0,42	0,42	0,45	0,49	0,42	0,44	0,42	0,47
MgO	11,49	11,68	11,55	11,78	14,43	12,03	11,73	11,09	11,58	11,71	11,2	11,6	11,51	11,3	11,5	11,36	10,97
CaO	11,67	11,64	11,72	11,52	12,26	11,68	11,88	11,67	11,74	11,75	11,8	11,58	11,49	11,77	11,81	11,64	11,64
Na2O	1,33	1,39	1,27	1,51	0,77	1,39	1,28	1,28	1,31	1,31	1,22	1,32	1,43	1,35	1,27	1,39	1,39
K2O	1,13	1,08	1,04	1,06	0,33	1,05	0,99	1,21	1,09	0,99	1,01	1,07	1,08	1,1	1,2	1,16	1,21
ZrO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	97,42	96,93	97,36	97,64	97,66	97,5	97,37	97,54	97,5	96,97	96,93	97,18	97,71	97,47	97,88	97,6	97,4
Si	6,53	6,51	6,54	6,54	7,13	6,54	6,58	6,52	6,53	6,60	6,57	6,61	6,57	6,56	6,43	6,45	6,46
Ti	0,13	0,14	0,12	0,13	0,02	0,13	0,12	0,15	0,15	0,11	0,11	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15
Al	1,65	1,59	1,60	1,59	0,91	1,57	1,56	1,65	1,57	1,51	1,61	1,53	1,55	1,58	1,70	1,70	1,69
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe(ii)	0,70	0,75	0,79	0,76	0,70	0,77	0,70	0,67	0,75	0,73	0,70	0,68	0,74	0,65	0,80	0,78	0,71
Fe(iii)	1,38	1,33	1,34	1,31	1,06	1,27	1,38	1,48	1,37	1,38	1,45	1,39	1,38	1,49	1,32	1,35	1,47
Mn	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06
Mg	2,55	2,60	2,56	2,60	3,11	2,65	2,60	2,46	2,57	2,61	2,50	2,57	2,54	2,51	2,54	2,52	2,44
Ca	1,86	1,86	1,87	1,83	1,90	1,85	1,89	1,86	1,87	1,88	1,89	1,85	1,82	1,88	1,87	1,85	1,86
Na	0,38	0,40	0,37	0,43	0,22	0,40	0,37	0,37	0,38	0,38	0,35	0,38	0,41	0,39	0,36	0,40	0,40
K	0,21	0,21	0,20	0,20	0,06	0,20	0,19	0,23	0,21	0,19	0,19	0,20	0,20	0,21	0,23	0,22	0,23
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	15,45	15,47	15,43	15,46	15,18	15,45	15,45	15,46	15,45	15,44	15,43	15,44	15,44	15,48	15,47	15,47	15,50
Amp type	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Mhb	Ts	Ts	Ts
Plagioclase																	
Spot	15	17	19	16	18	20	25	26	27	30	29	1	2	3	4	5	6
SiO2	67,30	65,92	66,52	62,28	62,36	61,76	61,75	62,37	62,49	61,81	62,03	61,94	62,07	62,54	62,18	61,99	62,47
TiO2	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0,03
Al2O3	19,78	20,25	20,30	23,02	22,89	23,26	23,26	22,91	23,09	23,21	23,15	22,97	22,95	23,03	22,92	22,99	22,99
FeO	0,04	0,22	0,02	0,08	0,08	0,16	0,12	0,06	0,08	0,10	0,02	0,06	0,05	0,03	0,08	0,04	0
CaO	0,86	1,35	1,40	4,67	4,66	4,70	4,82	4,46	4,37	4,70	4,64	4,6	4,64	4,6	4,61	4,81	4,72
Na2O	10,93	10,86	10,80	8,91	8,88	8,67	8,72	9,10	9,17	8,81	9,16	8,72	8,9	8,95	8,88	8,8	9,05
K2O	0,05	0,08	0,11	0,14	0,09	0,19	0,19	0,15	0,16	0,32	0,12	0,18	0,08	0,09	0,17	0,1	0,07
TOTAL	98,96	98,69	99,16	99,11	98,96	98,76	98,87	99,05	99,37	98,96	99,13	98,48	98,72	99,25	98,85	98,73	99,33
Si	11,89	11,73	11,76	11,13	11,15	11,08	11,07	11,15	11,14	11,08	11,093	11,132	11,13	11,15	11,1	11,12	11,1
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0013	0,0014	0,00	0,00	0,0	0,00	0,0
Al	4,12	4,25	4,23	4,85	4,82	4,92	4,91	4,83	4,85	4,90	4,8789	4,8653	4,85	4,84	4,8	4,86	4,8
Fe(ii)	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,003	0,009	0,01	0,00	0,0	0,01	0,0
Ca	0,16	0,26	0,27	0,89	0,89	0,90	0,93	0,85	0,83	0,90	0,889	0,8857	0,89	0,88	0,9	0,92	0,9
Na	3,74	3,75	3,70	3,09	3,08	3,02	3,03	3,15	3,17	3,06	3,1757	3,0384	3,09	3,09	3,1	3,06	3,1
K	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,07	0,0274	0,0413	0,02	0,02	0,0	0,02	0,0
TOTAL	19,93	20,03	19,99	20,00	19,98	19,99	20,01	20,03	20,04	20,04	20,068	19,973	20,00	19,99	20,0	19,99	20,0
Local	Overg.	Overg.	Overg.	Core	Core	Core	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated	Isolated

Table 1. Mineral chemistry data obtained in microprobe for titanite, amphibole and plagioclase.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

6. Hbl-Pl geothermobarometry

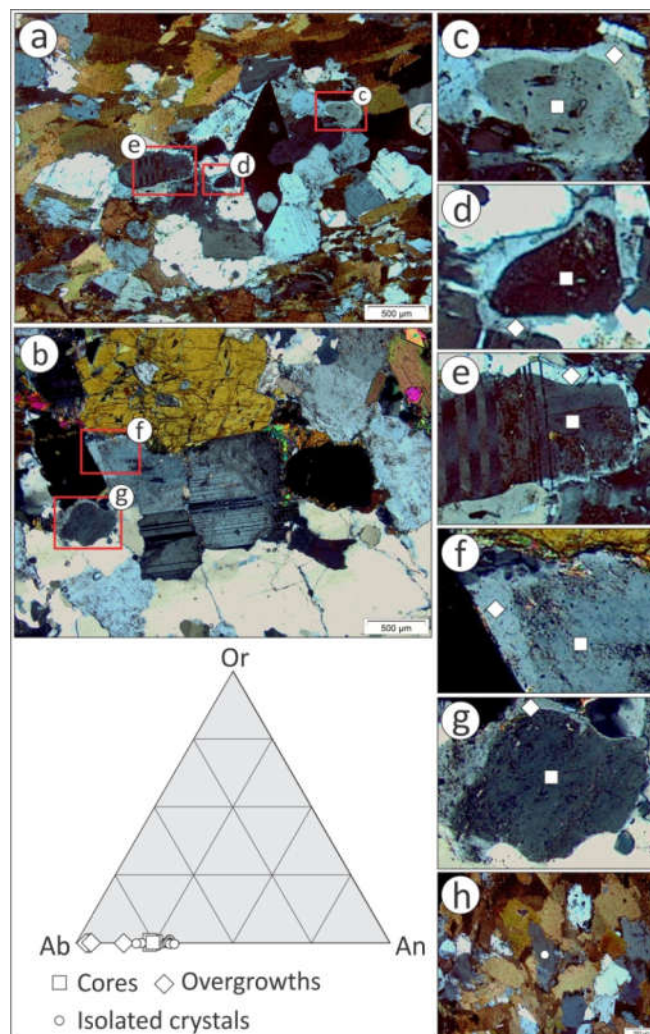
In order to estimate the temperature of leucosome formation in the CC migmatites, the composition of hornblende-plagioclase pairs were used according to the geothermometer proposed initially by Blundy and Holland (1990) and improved by Holland and Blundy (1994). The method proposes that the composition of coexisting amphibole and plagioclase in textural equilibrium could be used to constrain the temperature of formation of a range of bulk rock compositions, including granitoids, in a range between 400 to 1000°C and 1 to 15 kbar within a $\pm 35 - 40^\circ\text{C}$ error margin. Pressure estimates were made using the compositions of hornblende crystals also from *in situ* leucosomes, through the geobarometer proposed by Schmidt (1992). The method consider variations in Al contents in magmatic hornblende linearly with crystallization pressure, and according to the author can be used to determine pressures in a range between 2.5 to 13 kbar within a ± 0.6 kbar error margin.

Temperatures values obtained for the CC leucosomes are between 703 and 744°C and pressure values between 3.4 and 4.2 kbar.

7. Discussion

7.1 Plagioclase overgrowths

The overgrowths in mantled plagioclase crystals (Fig. 9 a-g and ternary diagram) are interpreted to have formed from a more evolved melt and the round cores probably represent reactant minerals not completely consumed during partial melting. The isolated plagioclase crystals, away from leucosomes and within the metamorphic matrix (Fig. 9h), are interpreted to be crystals that did not react during melting.

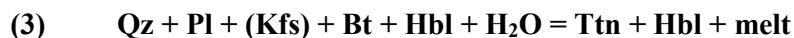
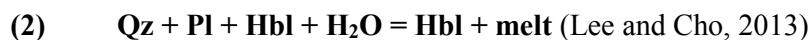
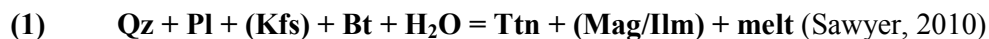


Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 9 – Photomicrographs of plagioclase overgrowths (insets are indicated in rectangles and respective zooms are at the right-hand side of figure: (a) biotite-rich metatexite gneiss with *in situ* leucosomes showing euhedral titanite (extinct at the center) and rounded plagioclase crystals with overgrowths of lower An content (see ternary diagram in lower left); (b) metatexitic Hbl-gneiss with *in situ* leucosomes showing plagioclase overgrowths around grains not totally consumed during melting reactions; (c) to (g) are the inset of (a) and (b); (h) example of isolated plagioclase crystal; diamonds and squares in insets correspond to analytical microprobe spots plotted in ternary diagram at lower left. Circles in ternary diagram represent isolated plagioclase in the matrix, away from leucosomes. All photographs in cross-polarized light.

7.2 Melt-producing reactions

The variable availability of reactant phases during melting reactions gave rise to variations in migmatization products (solid products and leucosome composition) which are summarized in figure 10. Corroded biotite and rounded crystals of feldspars within large quartz crystals (Fig. 8c and d), suggest that Bt+Pl have participated in the migmatization as reactants. Titanite and hornblende crystal morphologies shown in figures 7 and 10 are compatible with crystallization during melting, suggesting that they are solid products of migmatization. The narrow, anhedral titanite crystals along biotite boundaries in figure 8 also point to a close relation between biotite and titanite formation. We observe a clear relationship between melt composition and the available reactant minerals. Tonalitic melts tend to form where Hbl is available in the protolith, while monzogranitic melts are typically formed where Kfs is present as reactant. There are three possible reactions to explain the features described:



In reaction (1) quartz, plagioclase, biotite, (\pm K-feldspar) react in the presence of H₂O to generate peritectic titanite commonly related to magnetite and ilmenite, as shown in figure 7g, and monzogranitic melts. Melting in the absence of H₂O (i.e. Bt-dehydration melting) usually

Programa de Pós-Graduação em Geociências

gives rise to other anhydrous peritectic phases, such as Grt, Opx, Crd and Kfs, that would tend to form together with titanite (e.g. Le Breton and Thompson, 1988; Patiño Douce and Johnston, 1991; Skjerlie and Johnston, 1993; Vielzeuf and Montel, 1994). In this reaction, plagioclase and biotite provide, respectively, the Ca and Ti to peritectic titanite, and K goes to the melt, and little or no peritectic hornblende is formed. Reaction 1 is similar to the reaction proposed in Sawyer (2010).

In reaction (2) quartz, plagioclase, hornblende react with H₂O in the absence of Bt to form peritectic hornblende and tonalitic melts (Ca provided by reactant plagioclase and hornblende goes to peritectic hornblende and melt). In contrast, Hbl-dehydration melting would lead to melt plus anhydrous peritectic minerals such as Opx, Cpx and/or Grt (e.g. Rushmer, 1987; Wyllie and Wolf, 1993; Wolf and Wyllie, 1994), rather than peritectic Hbl. Reaction 2 is similar to the reaction described by Lee and Cho (2013). When both reactant phases (Bt and Hbl) are available (Reaction 3), titanite and hornblende crystallize as peritectic phases. Reactant biotite favours the formation of peritectic titanite, and reactant hornblende favours peritectic hornblende. This reaction has not been described in the literature before, but it could be a combination of reaction 1 and 2 described above.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

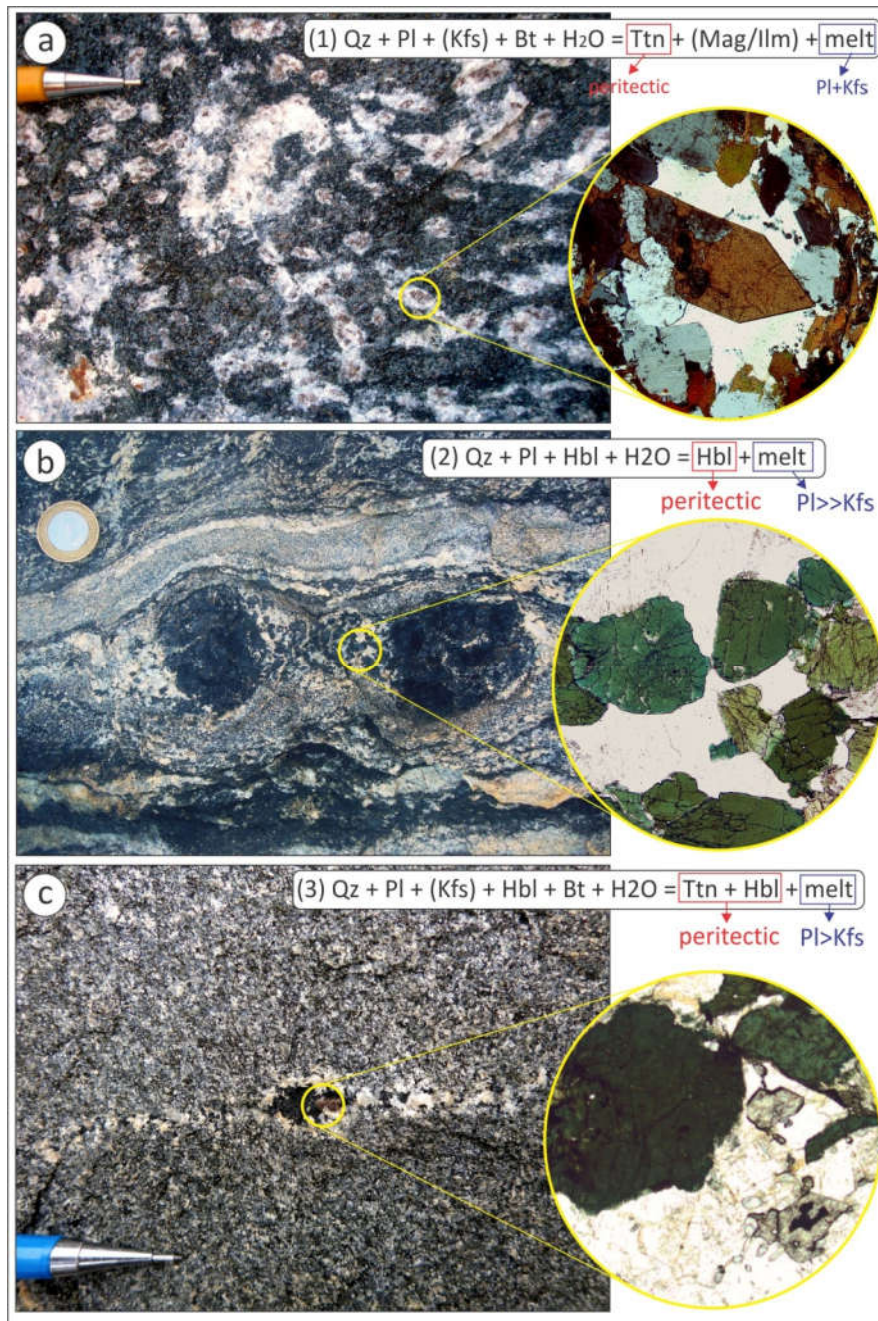


Figure 10 – Summary of melt-producing reactions in the Camboriú Complex: (a) reaction (1) $Qz + Pl + (Kfs) + Bt + H_2O = Ttn + (Mag/Ilm) + melt$; (b) reaction (2) $Qz + Pl + Hbl + H_2O = Hbl + melt$; (c) reaction (3) $Qz + Pl + (Kfs) + Bt + Hbl + H_2O = Ttn + Hbl + melt$. Insets show corresponding microstructures. Photomicrograph in (a) in cross-polarized light, and (b) and (c) in plane-polarized light.

7.3 Melting conditions

The generation of large volumes of granitic melt has been historically attributed to dehydration melting processes (Powell, 1983; Thompson, 1983, Clemens and Vielzeuf, 1987). However, many recent studies on migmatitic terranes (Jung et al., 2000; Genier et al., 2008; Ward et al., 2008; Sawyer, 2010; Weinberg and Hasalova, 2015; Carvalho et al., 2016) show that large volumes of granitic melt have been produced at low temperatures (~ 700 °C), and therefore, that migmatization must have been caused by influx of aqueous fluid into hot, subsolidus rocks (Sawyer, 2010), a process called water-added, water-assisted, or water-fluxed melting.

Dehydration melting commonly forms anhydrous peritectic phases, like garnet, cordierite or pyroxene, while water-fluxed melting forms either hydrous peritectic phases like hornblende, or lack peritectic phases (Brown, 2013). A series of experiments (Gibbon and Wyllie, 1969; Naney, 1983; Naney and Swanson, 1980; Gardien et al., 2000) indicate that the stabilization of peritectic hornblende depends on the addition of external aqueous fluids during partial melting. Although titanite does not have water in its structure some studies point to a close relation between the presence of water and formation of Al-OH titanite ($\text{CaAlSiO}_4\text{OH}$) (Harlov et al., 2006). These authors have shown that, in addition to P, T, bulk-rock composition and composition of the coexisting fluid, $f\text{O}_2$ and $f\text{H}_2\text{O}$ also play an important role in the formation of Al-OH titanite during amphibolite and greenschist facies metamorphism. The contents of Al and OH for titanites in the CC migmatites are similar to those presented by Harlov et al. (2006) in titanites associated with high activity of H_2O in the system.

Thus, we conclude that the common occurrence of peritectic hornblende and titanite, as well as the lack of anhydrous peritectic phases like cordierite, garnet or orthopyroxene point

Programa de Pós-Graduação em Geociências

to a migmatization event in the presence of free water. Leucosome with diffuse contacts with host rocks and poorly-developed mafic selvages, with no important change in texture on its surroundings, like those of the CC, are attributed to melt in presence of water (Sawyer, 2008, 2010), which contrasts with typical features of dehydration melting, such as sharp contacts of leucosomes with the host rock, with clearly defined melanosome rims, typically rich in the anhydrous peritectic phases.

Another feature that reinforces the melting in the presence of free water is the widespread melting of all lithologies in the Camboriú Complex, with generation of large amounts of leucosome, independently of the composition of the rock. Based on visual estimates of outcrop exposures along the coast, the volume of leucosome is between 20 and 30%. Dehydration melting is related to the breakdown of hydrous minerals and the composition of the rock plays an important role, controlling the melting reactions and the solidus temperature. In the absence of hydrous minerals (muscovite, biotite, amphibole) melting does not occur within the range of reasonable crustal temperatures, while in water-fluxed melting, quartz-feldspathic rocks melt at similar and relatively low temperatures. Numerous authors (e.g. Brown and Korhonen, 2009; Patiño Douce and Beard, 1995; Powell et al., 2005) demonstrate that at amphibolite facies conditions only small volumes of melt (<5%) is produced by dehydration melting, and in order to generate larger volumes (>10%), granulite facies conditions are needed. Johannes and Holtz (1996) showed that the addition of water, even in small quantities (1-2%) increases dramatically the melt productivity. According to the experiments of Holtz and Johannes (1991) (Fig. 11), melting of quartz-feldspathic gneiss with 2wt% H₂O (at ~750°C and 5 kbar) can produce between 15 and 25% of melt. Gardien et al. (2000) demonstrated this impact through melting experiments of Bt-Pl-Qtz gneiss: with no water added, less than 4wt% of melt forms at 900°C. With 4wt% of added

Programa de Pós-Graduação em Geociências

H₂O, melt fraction increases to 50-60% even with T as low as 800°C. Figure 11 shows the relation between temperature and volume of melt, with different contents of water added. Peritectic hornblende is stable only in the presence of at least 4 wt% H₂O (at 2 kbar) and 2.5 wt% H₂O (at 8 kbar) (Naney, 1983; Naney and Swanson, 1980, Gardien et al. 2000), and peritectic titanite with Al-OH component also points to important a_{H_2O} (Harlov et al., 2006). Temperature and pressure during migmatization of CC rocks (703 – 744°C / 3.4 – 4.2 kbar) estimated are corroborated by pseudosections data (670-705°C / 4.15- 5.3 kbar) reported by De Toni (2019) in CC pelitic gneisses. In addition to these, the presence of well-formed epidote like the ones described in CC rocks, implies higher pressures, of at least 8 kbar (Zen and Hammarstrom, 1984), although other studies argue for a minimum pressure of 6 kbar (Crawford and Hollister, 1982), or even 5 kbar (Anderson and Smith, 1995) to stabilize igneous epidote. We therefore suggest, based on presence of stable primary epidote in CC migmatites, that pressure during migmatization were closer to upper limit of estimatives, at approximately 5 kbar.

Bringing it all together, we suggest based on the experiments (Naney and Swanson, 1980; Naney, 1983; Holtz and Johannes, 1991; Gardien et al., 2000; Harlov et al., 2006), together with P-T results, and estimated volume of melt (between 20 and 30%) that melting occurred at temperatures between 670 and 744°C, pressures close to 5 kbar, with around 3 wt% H₂O added to the system in order to stabilize hornblende.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

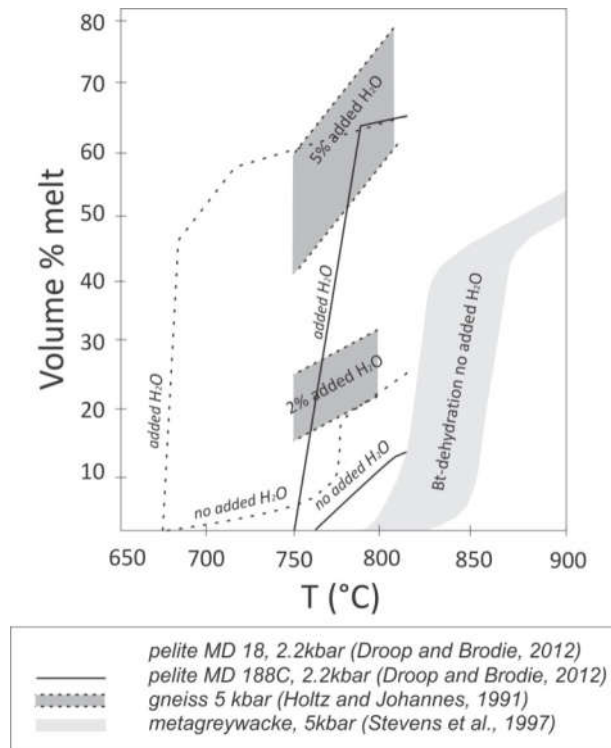


Figure 11 – Production of melt by dehydration melting and water-fluxed melting of pelitic rocks at 2.2 kbar and greywacke at 5 kbar. Note increase in melt production when water is added. Grey dashed lines: melting of pelite (Qtz-bearing at solidus, sample MD18 of Droop and Brodie (2012)) at 2.2 kbar. Solid black line: melting of pelite (Qtz-absent at solidus, sample MD188C of Droop and Brodie (2012)) at 2.2 kbar. Light grey field: Bt-dehydration melting of metagreywacke with no added H₂O at 5 kbar (from Stevens et al., 1997). Dark grey field: melting experiment of quartzo-feldspathic gneiss with 2wt% and 5wt% of added H₂O at 5 kbar (data from Holtz and Johannes, 1991). Extracted from Weinberg and Hasalova (2015).

The compatibility of structures that control magma extraction in CC (Martini, 2019) with the main regional structural trend described in the area (Bitencourt and Nardi, 2000, 2004; Florisbal et al., 2012a,b,c; Peternell et al., 2010; Martini et al., 2015) suggest that this migmatization event occurred in a post-collisional setting, during the late stages of Brasiliano Cycle in southern Brazil.

8. Conclusions

Widespread features of melting have been identified in all metamorphic rocks of the Camboriú Complex, independently of composition and mineralogy. Leucosomes are coarse grained, show diffuse contacts with host rocks, lack well-defined mafic selvages at their margins, and tend to connect and form melt-networks that allow magma to migrate through deformational structures, such as axial planar foliation planes and shear zones. Residual rocks show thin films of quartz and feldspars along grain boundaries with small dihedral angles, marking pseudomorphs after melt films (Fig 7a, b). In metatexites, large pseudomorph quartz crystals fill the pore space filled by melt and generated during melting reactions. These are commonly surrounded by rounded and corroded feldspar and biotite crystals, not completely consumed during melting. Here there are also subhedral to euhedral titanite and hornblende crystals interpreted to be peritectic phases due to their well-formed crystal faces against quartz, coarse grain size compared to the host rock, and inclusions of quartz and feldspar grains that were not consumed during melting. Diatexites show interconnected leucosomes, with the same peritectic mineralogy (titanite and hornblende) as metatexites. Plagioclase overgrowths suggest chemically evolved melts crystallized at the borders of residual cores of reactant phases, not completely consumed during melting.

Evidence suggests three reactions were active during melting, and formed peritectic $Ttn + Hbl$ and melts with variable composition between monzogranite and tonalite. Prevailing temperature and pressure conditions during anatexis were between 670 and 744°C, and close to 5kbar, with around 3 wt% added H_2O , necessary to stabilize Hbl.

Considering the large proportion of melt reported in the orthogneisses and amphibolites of the Camboriú Complex, the macro, microstructures and melt reactions, the nature of peritectic phases, and the estimated P -T conditions at upper amphibolite facies, suggest that

Programa de Pós-Graduação em Geociências

water-fluxed melting was the main process of migmatization of the metamorphic sequence. Syn-anatectic folding and deformation-assisted migmatization extract the magmas from the complex, which would have migrated to upper crustal levels contributing to formation of contemporaneous granites in the region of Itapema-Camboriú, during the late stages of Brasiliano Cycle in southern Brazil, in a post-collisional setting.

References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Neves B.B. de B & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana 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., 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, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 324-350.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brazilian Journal of Geology* 43 (3), 427-443.
- 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.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (2), 208-224.
- Brown, M., Korhonen, F.J., 2009. Some remarks on melting and extreme metamorphism of crustal rocks. In: Gupta, A.K., Dasgupta, S. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth's Interior*. Springer, New Delhi, pp. 67-88.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America* 125, 1079–1113.
- Campbell, I.H., Taylor, S.R., 1983. No water, no granites — no oceans, no continents. *Geophysical Research Letters* 10, 1061–1064.
- Carvalho, B.B., Sawyer, E.W., Janasi, V.A., 2016. Crustal reworking in a shear zone: transformation of metagranite to migmatite. *Journal of Metamorphic Geology* 34, 237-264.
- 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 Geologica Leopoldensia*. 42, 5-117.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22, 184-199.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints in melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287–306.
- Crawford, M.L., and Hollister, L.S., 1982, Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, coast plutonic complex, British Columbia: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, no. B5, p. 3849-3860.
- De Toni, 2019. Estudo comparativo de zonas de cisalhamento transpressivas neoproterozoicas nos Escudos Catarinense e Sul-rio-grandense. Unpublished thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Droop, G.T.R., Brodie, K.H., 2012. Anatectic melt volumes in the thermal aureole of the Etive Complex, Scotland: The roles of fluid-present and fluid-absent melting. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 843–864.
- Erdmann, S., Scaillet, B., Kellett, D. A., 2012. Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments. *Journal of Petrology* 53 (11), 2231-2258.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012a. Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216, 132–151.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Ulmer, P., 2000. Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses; the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology* 41, 651–666.
- Genier, F., Bussy, F., Epard, J.L., Baumgartner, L., 2008. Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles–Rouges massif, western Alps. *Lithos* 102, 575–597.
- Gibbon, D.L., Wyllie, P.J., 1969. Experimental studies of igneous rock series: the Farrington Complex, North Carolina, and the Star Mountain Rhyolite, Texas. *Journal of Geology* 77, 221–239.
- Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., Förster, H.-J., 2006. Formation of Al-rich titanite (CaTiSiO₄O–CaAlSiO₄OH) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of fH₂O and fO₂. *Lithos* 88, 72-84.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Bettiolo, 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.
- Holness, M.B., Sawyer, E.W., 2008. On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *Journal of Petrology* 49 (7) 1343-1363.
- Holland T. & Blundy J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-447.
- Holtz, F., Johannes, W., 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *Journal of Petrology* 32, 935-958.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, (335 pp.).
- Jung, S., Hoernes, S., Mezger, K., 2000. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt — importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos* 51, 153-179.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Katto A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarin J.A., Maresh W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Wittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals Names. *American Mineralogist* 82, 1019-1037.
- Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 226-237.
- Lee, Y., Cho, M., 2013. Fluid-present disequilibrium melting in Neoproterozoic arc-related migmatites of Daeijak Island, western Gyeonggi Massif, Korea. *Lithos* 179, 249-262.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274-275, 39-52.
- Martini, A., 2019. Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do Granito Itapema. Unpublished thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Research* 261, 25-39.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* 283, 993-1033.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Naney, M.T., Swanson, S.E., 1980. The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American Mineralogist* 65, 639–653.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 202–218.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36, 707–738.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stáb, 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., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U–Th–Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences or the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*, pp. 289–291.
- Powell, R., 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Cheshire, pp. 27–139.
- Powell, R., Guiraud, M., White, R.W., 2005. Truth and beauty in metamorphic phase equilibria: Conjugate variables and phase diagrams. *Canadian Mineralogist* 43, 21–33.
- Rushmer, T., 1987. Fluid-absent melting of amphibolite — experimental results at 8 kbar. *Terra Cognita* 7, 286
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 291–309.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. *Canadian Mineralogist, Special Publication 9*. Mineralogical Association of Canada, (386 pp.).
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos* 116, 273–286.
- Sawyer, E.W., Cesare, B., Brown, M., 2011. When the continental crust melts. *Elements* Vol. 7, pp. 229–234.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic graniticgneissic 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.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1993. 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.
- 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.
- Thompson, A.B., 1983. Fluid-absent metamorphism. *Journal of the Geological Society* 140, 533–547.
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477 (3), 119-134.
- Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375–393.
- Ward, R., Stevens, G., Kisters, A., 2008. Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metasediments, Damara Belt, Namibia. *Lithos* 105, 253–271.
- Weinberg, R., Mark, G., 2008. Magma migration, folding, and disaggregation of migmatites in the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin*, 120 (7/8), 994-1009.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., Ward, L., Fanning, M.C., 2013. Interaction between deformation and magma extraction in migmatites: Examples from Kangaroo Island, South Australia. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1282–1300.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* 212-215, 158-188.
- Weinberg, R.F., Veveakis, E., Regenauer-Lieb, K., 2015, Compaction-driven melt segregation in migmatites. *Geology* 43 (6), 471-474.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 369–383.
- Wyllie, P.J., Wolf, M.B., 1993. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus. *Geological Society Special Publication* 76, 405–416.
- Zen, E-an., Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12 (9), 515-518.
-

4.3 Artigo 3

Título: *“From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil”*

Autores: Amós Martini, Maria de Fátima Bitencourt, Roberto F. Weinberg, Lauro Valentim Stoll Nardi, Giuseppe Betino de Toni.

Submetido: 28/01/2019

Periódico: Lithos

**From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the
Camboriu Complex, South Brazil**

Amós Martini^a, Maria de Fátima Bitencourt^a, Roberto Weinberg^b, Giuseppe Betino De
Toni^a

^a Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS,
Brazil

^b School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Clayton, VIC
3800, Australia

Corresponding author:

Amós Martini

Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves,
9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil

Phone: +55 51 34075776; +55 51 985661210;

E-mail: amosmartini@gmail.com

Abstract:

The Itapema Granite (IG) is a sheet-like intrusive body generated through accumulation of magmas formed during syntectonic melting of orthogneisses and amphibolites of the Camboriú Complex (CC) in Southern Brazil. The IG comprises biotite monzogranites to granodiorites with a large amount of migmatitic amphibolite and gneiss xenoliths and well-developed magmatic foliation, concordant with the main gneissic banding of the complex. Discordant, m-thick granitic dykes cross cut the migmatitic sequence and transport magma and xenoliths to feed the IG main body at the transition from the migmatitic to the magmatic system within the complex. Whole-rock geochemical data reveal an important contribution of the xenoliths in the evolution of the IG, as the magma disaggregates and partially assimilates the solid cargo during magmatic flow, giving rise to different facies and geochemical signatures. The generation of the IG is an example of a continuous exposure from source to sink formed through a continuous and efficient deformation-driven melting/extraction/transport system generated during coeval folding and anatexis of the CC metamorphic sequence.

Keywords: Migmatitic system; extraction Dykes; generation of crustal magmas;

1. Introduction

The genetic relation of granites and partial melting of crustal rocks has been an issue of debate since the pioneering works in migmatitic terranes (Sederholm, 1907; Holmquist, 1910; 1916; 1920; 1921; Eskola, 1933; Mehnert, 1968). The processes of high-grade metamorphism, melting and differentiation of the continental crust are intimately connected (Brown and Rushmer 2006). Crustal differentiation is mainly achieved through partial melting processes and segregation of more felsic melts from more mafic residue, commonly assisted by tectonic forces that drive the movement of melt out of the lower continental crust, giving rise to an irreversible chemical differentiation of the crust (*e.g.*, Clemens 1990; Brown and Rushmer 2006; Sawyer et al., 2008, 2011; Wolfram et al., 2017). Continuous exposures of granitic systems from migmatite sources in the lower crust to upper crustal granite plutons are rarely reported (*e.g.* Reichardt and Weinberg 2012), and the study of these rocks is commonly done by integrating different parts of the system (Schwindinger and Weinberg, 2017). Furthermore, since migmatites are composite rocks, with a metamorphic and an igneous part, in many cases it is difficult to identify where and when a granite body starts its own magmatic dynamic away from its source.

In this paper we investigate an exposed system with a direct and continuous link between migmatites and granites, where a sheet-like granite body formed not far from its source, and propose criteria to separate the magmatic from the migmatitic system. We start with description of field and structural relations, followed by a detail map of a selected area along the coast to show the different geometric relations between the migmatitic and magmatic rocks. Geochemical whole-rock analyses of different stages of the evolution during this process are presented to

Programa de Pós-Graduação em Geociências

reinforce the proposed link and to constrain a final model presented through a sequence of 3D sketches.

2. Geological Setting

This study was carried out on Precambrian rocks of the Mantiqueira Province, which extends for over 3000 km along the Brazilian coast and into Uruguay (Almeida et al., 1981). The Dom Feliciano Belt, located in the meridional portion of this province, extends for more than 1100 km, from the state of Santa Catarina, in Brazil, southwest to Uruguay (Fig. 1a). This belt comprises numerous Neoproterozoic granitoids associated with mafic magmatism, considered by Bitencourt and Nardi (1993) to be dominantly formed in post-collisional setting. The Catarinense Shield (Fig. 1b), situated at the northern tip of the granitic belt, comprises, from north to south, high-grade gneisses of the Santa Catarina Granulitic Complex (Hartmann et al., 1979) partially covered by Paleozoic volcanosedimentary rocks, the Camboriú Complex (Chemale et al., 1995), which comprises gneisses and migmatites, as well as igneous rocks such as the Itapema Granite (Bitencourt and Nardi, 2004), syn-transcurrence granitoids, and the supracrustal rocks of the Brusque Metamorphic Complex (Hartmann et al., 2003; Basei et al., 2008, 2011). The southern part of this shield area comprises a large mass of late-orogenic, Neoproterozoic granitoids, commonly associated with coeval mafic magmas.

Two major transcurrent structures, the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones, are recognized in the CS, both related to the Southern Brazilian Shear Belt, as defined by Bitencourt and Nardi (2000). Both shear zones have dextral transcurrent kinematics and strike NE, with associated NNE- to NS-trending shear zones of sinistral shear sense. Syntectonic granitoids emplaced along these transcurrent shear zones show crystallization ages that range

Programa de Pós-Graduação em Geociências

between 625 and 588 Ma (Floribal et al. 2012; Chemale et al., 2012) – U-Pb LA-ICP-MS in zircon).

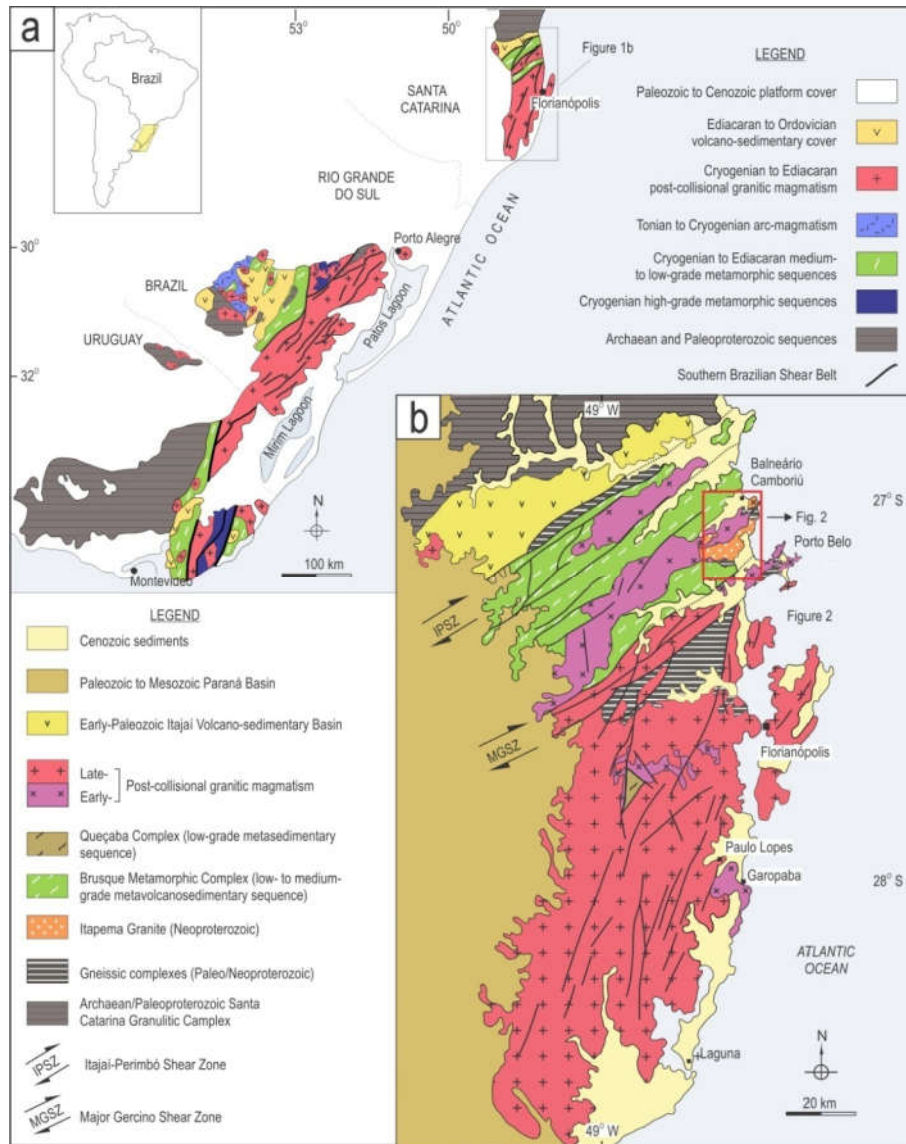


Figure 1 - (a) Geotectonic framework of southern Brazil and Uruguay, and (b) geological units and main tectonic features of the Catarinense Shield (state of Santa Catarina, Brazil), red rectangle indicates the study area shown in figure 2 (Modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

The study area (Fig. 2) is located between these two large-scale transcurrent shear zones, where original structural and geological relations are not strongly overprinted by transcurrent tectonism. The Camboriú Complex (CC) is the basement of this area, and its metamorphic part consists of migmatitic, thinly-laminated to banded orthogneisses of tonalitic to granodioritic composition, with subordinate migmatitic amphibolite bodies (Peternell et al. 2010 and references therein).

Different age-values are reported for the CC rocks (Hartmann et al. 2003; Silva et al. 2000, 2005; Philipp et al. 2009; Basei et al. 2013) with equally variable interpretations. The zircon U-Pb SHRIMP age of ca. 2.0 Ga in quartz-feldspathic gneiss was interpreted as the crystallization age of the protolith (Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2005). Philipp et al. (2009) report a monazite age value of 650-630 Ma (U-Th-Pb EPMA), interpreted as the age of metamorphism. Basei et al. (2013), based on U-Pb dating and Hf isotope data from tonalitic leucosomes and amphibolites, conclude that the complex resulted from polycyclic evolution. According to this author, this evolution would start with juvenile accretion in the Archean, followed by several intracrustal reworking events, which would have begun in the Paleo- to Mesoarchean (3.3 to 3.0 Ga), continued through the Neoproterozoic, and ended in the Neoproterozoic (0.64 to 0.61 Ga) with a migmatization event that resulted in the lithological complexity of these rocks.

The Itapema Granite (IG) was defined by Bitencourt and Nardi (2004) as a gently dipping tabular intrusion composed mostly of hornblende-biotite monzogranites to granodiorites. These authors interpret the IG as an individual intrusive body, from CC metamorphic/migmatitic system, and with petrogenesis governed by magma dynamics. They point out the IG local intrusive relations, with locally discordant geometry shown by cm- to m-thick apophyses that crosscut the

Programa de Pós-Graduação em Geociências

migmatites, despite the generally concordant relation between flow foliation and gneissic banding. The IG was dated at 2.02 Ga (zircon U-Pb SHRIMP) by Hartmann et al. (2003) who interpreted this to be its magmatic crystallization age, although Neoproterozoic ages (found in zircon rims) have not been discarded as possible crystallization ages. However, some authors still interpret the IG rocks as a non-separated system from the CC migmatites, as Basei et al. (2013) and refer to it as Ponta do Cabeço Diatexite, for which a crystallization age of 637 ± 21 Ma (zircon U-Pb SHRIMP) was obtained.

The younger units in this area are the syn-transcurrence Rio Pequeno Granite (RPG), Serra dos Macacos Granite (SMG) and Corre-Mar Granite (CMG) shown in figure 2. They comprise syeno- to monzogranites with ages from 622 to 611 Ma (zircon U-Pb LA-ICP-MS) (Florisbal et al. 2012a; Martini et al. 2015).

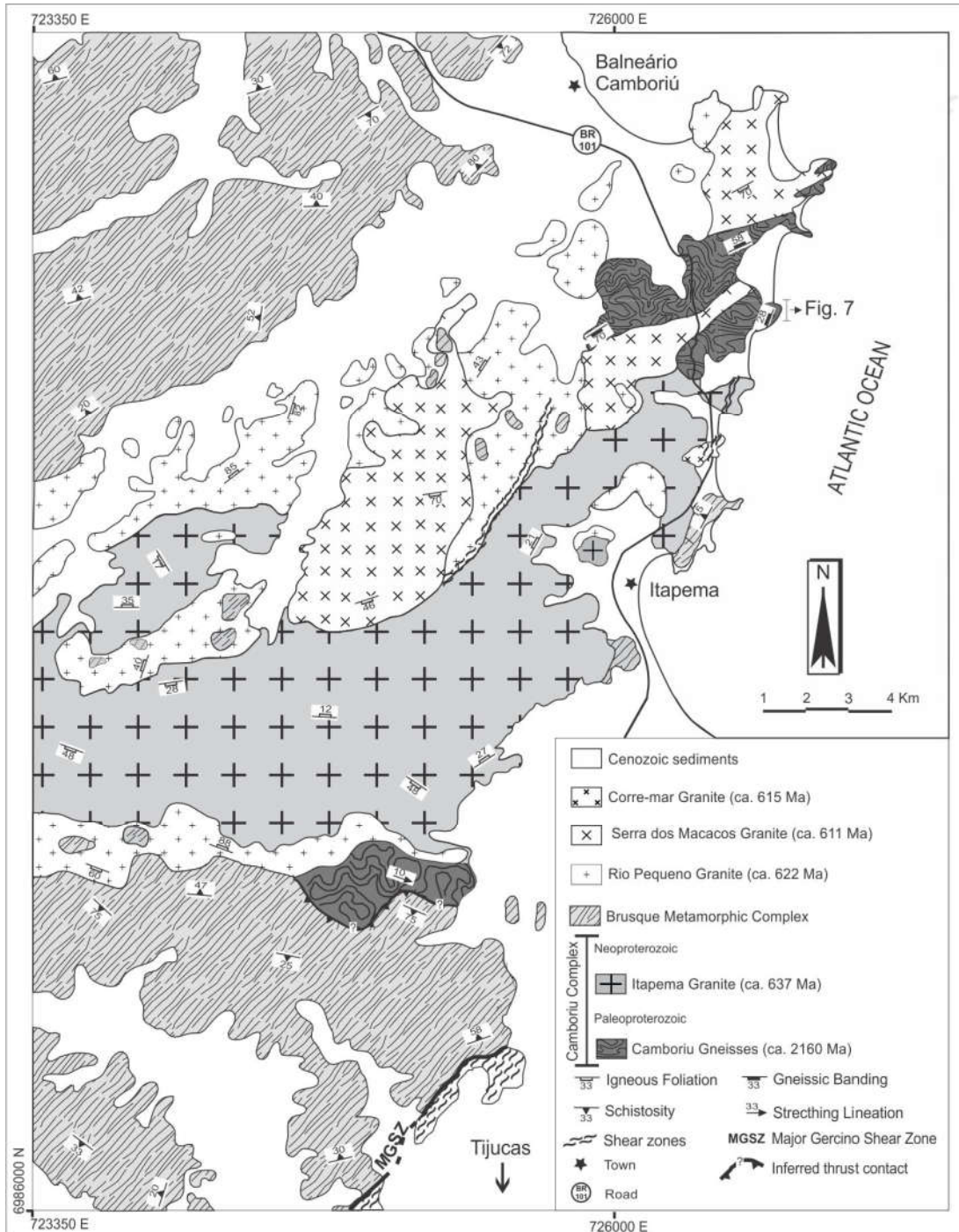


Figure 2 - Geological map of the rectangle marked in figure 1b showing the stratigraphy and contact relations between the Neoproterozoic granite bodies and the Camboriú Complex metamorphic rocks (modified from Bitencourt and Nardi, 2004).

3. Geology of the Camboriú Complex

3.1 Migmatitic system – gneisses and amphibolites

The Camboriú Complex metamorphic part comprises tonalitic to granodioritic gneisses (Fig.3a), interleaved with bands of amphibolites and subordinate calc-silicate rocks and pelitic gneisses. All rock types show widespread features of syntectonic, water-fluxed melting in upper amphibolite facies conditions, as discussed in Martini (2019) and briefly described here. At the initial stages of melting, layer-parallel leucosomes form in the banded rocks, and isolated melt patches in the massive varieties. Assisted by syn-melting folding, leucosomes coalesce and form a magma-network that acquires mobility to form axial-planar subvertical leucogranite dykes that transport leucosomes upwards.

3.2 Magmatic system – the Itapema Granite

The Itapema Granite (IG) (Bitencourt e Nardi, 2004) is a sheet-like intrusive body of ~ 100 km², oriented E-W to NE–SW. It comprises biotite monzogranites to granodiorites with subordinate hornblende. Its texture is typically heterogranular, varying from fine- to medium-grained, where mafic aggregates form fragments of variable size and irregular distribution. One of its diagnostic features is the abundance of country-rock xenoliths, up to 20 fragments/m² of banded or massive amphibolites (Fig. 3b), finely laminated quartz-feldspathic gneisses and feldspathic augen gneisses, biotite (±sillimanite) gneisses and schists, mafic and ultramafic schists, marbles and calc-silicate rocks. Rivera et al. (2004) described the presence of autoliths in the IG, formed mainly by cumulate plagioclase and amphibole. The same authors divide the IG into two diffuse-contact facies, the heterogranular and the fine- to medium-grained equigranular facies (Fig. 3c and d), the former being more voluminous. In both facies, a shape foliation is

Programa de Pós-Graduação em Geociências

present, given mainly by the alignment of mafic aggregates, and, rarely, feldspar laths. The heterogranular facies comprises hypidiomorphic, fine- to medium-grained biotite-hornblende granodiorites to monzogranites (Fig.3c). Mafic minerals form irregularly-distributed mm- to cm-clusters, producing rocks with variable colour index. The equigranular facies comprises fine- to medium-grained biotite monzogranites (Fig. 3d), with variable amounts of biotite and K-feldspar.

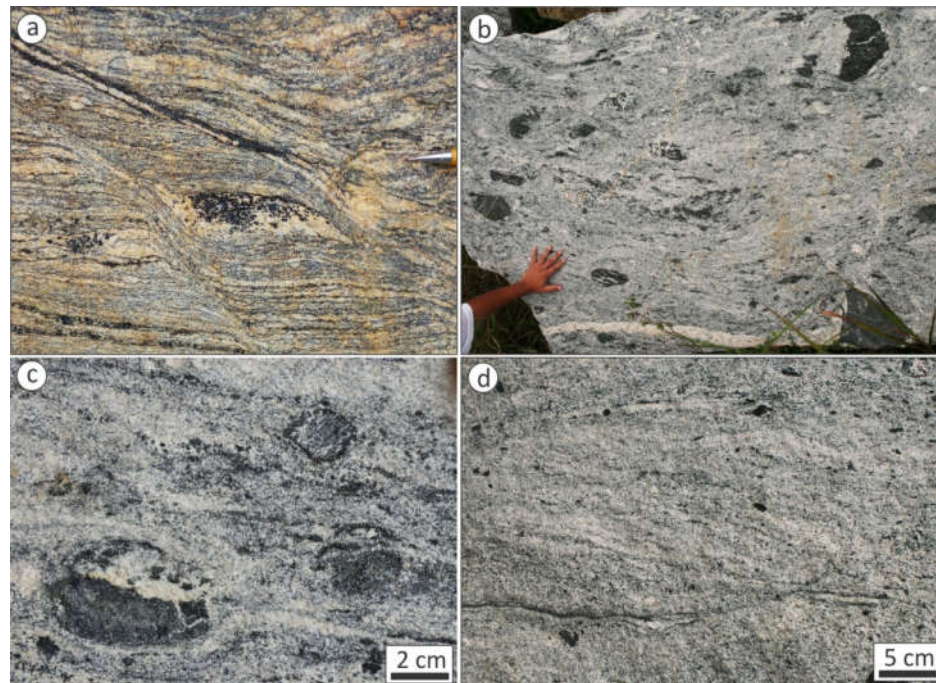


Figure 3 – Mesoscopic features of Camboriú Complex rocks: (a) migmatitic gneiss. Note the well-developed mm-spaced banding and layer-parallel leucosomes with peritectic Hbl; syn-anatectic shear planes filled with leucosomes are associated with the folding event F_2 ; (b) Itapema Granite, with its characteristic large amount of xenoliths, mainly of amphibolites and gneisses; (c) typical heterogranular facies of the Itapema Granite; (d) typical equigranular facies of the Itapema note the contrast in the amount and size of xenoliths compared to heterogranular facies in (c).

According to Bitencourt and Nardi (2004), the most remarkable structure within the IG is a well-developed flow foliation (Fig 4a), present in almost all outcrops, and which exhibits different morphologies. For the most part, it is marked by the heterogeneous distribution of

Programa de Pós-Graduação em Geociências

mafic minerals (biotite, hornblende, titanite), disrupted xenoliths (Fig. 4b, c), autoliths (Fig. 4d) and *schlieren* (Fig. 4e). The authors also describe a diagnostic flow banding (Fig. 4f) given by alternation of discontinuous lighter and darker layers, with irregular spatial distribution. Both types of planar structures are further enhanced by *schlieren*, and platy and/or disaggregated xenoliths, and pegmatitic pockets (Fig. 4g). Xenolith contacts are usually diffuse, and they tend to be more frequently platy than they are in the foliated rocks, where fragments are more often angular or blocky. Autoliths generally show irregular and rounded shapes, with lobated contacts, typically rich in mafic phases, although some are enriched in plagioclase. They are commonly progressively disaggregated, and differ from xenoliths in that have are equigranular medium- to coarse-grained igneous texture, and lack metamorphic banding or granoblastic texture.

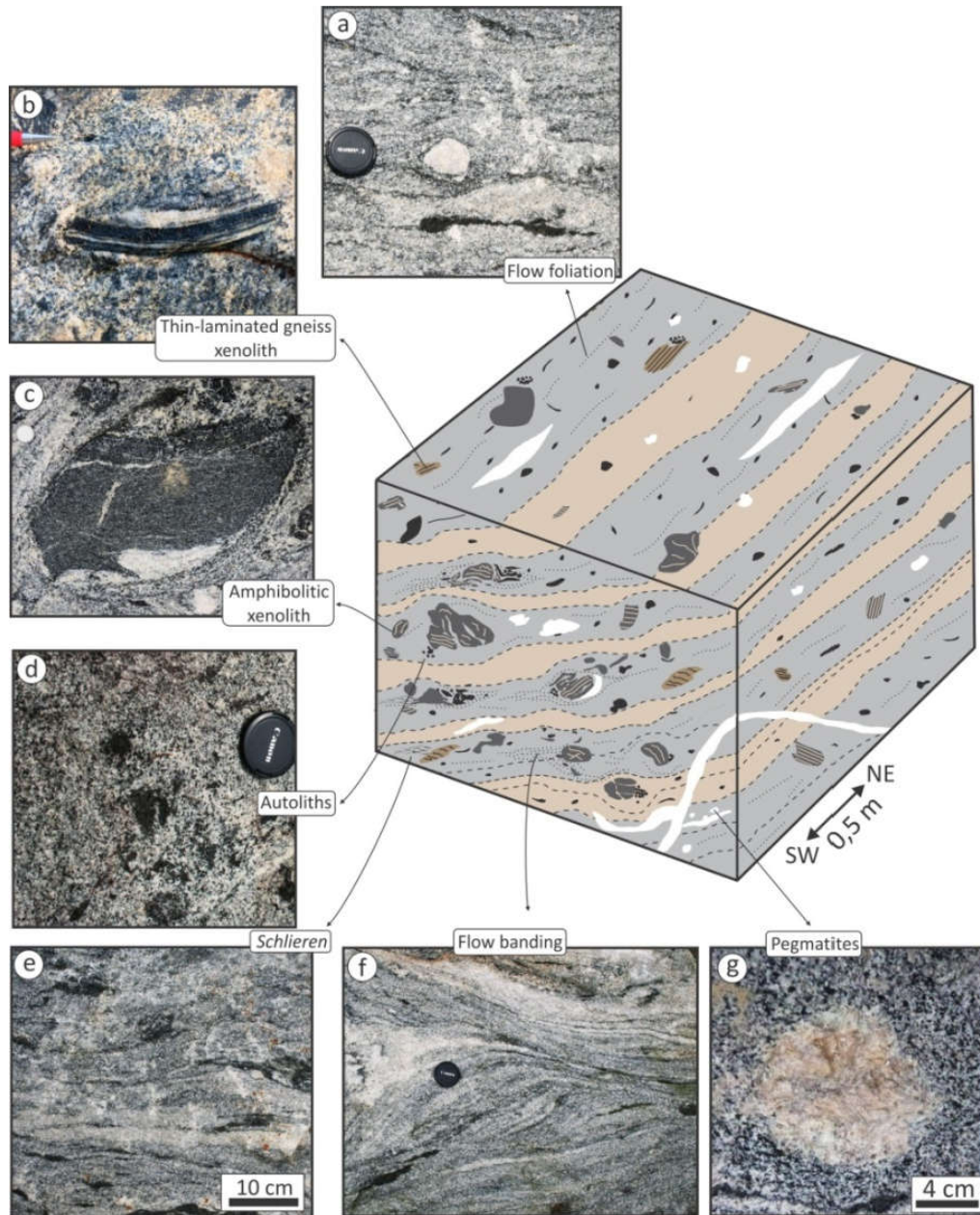


Figure 4 – 3D sketch showing the different elements that compose the heterogeneous aspect of the Itapema Granite: (a) flow foliation marked by layers with different proportion of mafic minerals, *schlieren* and pegmatites; (b) thinly-laminated migmatitic gneiss xenolith; (c) xenolith of migmatitic amphibolite contoured and partly disaggregated by the magmatic flow banding ; (d) mafic-rich autoliths; (e) *schlieren* development due to disaggregation of xenoliths; (f) flow banding marked by elongate and disrupted xenoliths enhanced by *schlieren*; (g) pegmatite pockets.

The IG rocks vary from hornblende-biotite granodiorites to biotite-monzogranites, and fine-grained, equigranular leucogranites. Titanite, allanite, zircon, apatite, magnetite and epidote

Programa de Pós-Graduação em Geociências

are common accessory phases. White mica, chlorite, titanite and epidote are found locally as secondary phases. A shape foliation is variably developed, given by the parallel alignment of biotite aggregates, K-feldspar flat faces and plagioclase prisms. Microstructural data, including mineral composition, are compiled from Rivera et al. (2004) and Bitencourt and Nardi (2004) with additional data obtained in the current work.

Plagioclase composition is An₂₀₋₃₄ in heterogranular varieties and An₅₋₁₉ in fine-grained equigranular ones. They are prismatic with rounded corners (Fig. 5a) and commonly show regular compositional zoning. Undulose extinction is very common, and some grains show relatively large subgrains with straight boundaries that indicate a weak solid-state high temperature deformation. Earlier-formed plagioclase, biotite and quartz are found as inclusions.

K-feldspar occurs in both facies of the IG as anhedral to subhedral crystals (Fig. 5a), as interstitial grains. They are mostly interstitial grains, and in general have less than 10% vol. of string perthite; highly differentiated varieties show larger volumes of irregular-type perthite. Flame perthite often occurs at grain borders, interpreted as deformation-related (Pryer and Robin, 1995, 1996). Inclusions of plagioclase, amphibole, quartz, biotite and apatite are common.

Quartz forms large anhedral grains with strong undulose extinction, commonly as interstitial grains between feldspar and amphibole crystals (Fig. 5a). Locally, quartz shows chessboard-pattern subgrains, related to high-temperature solid-state deformation (Kruhl, 1996). Low-temperature (bulging) recrystallization occurs as narrow rims at crystal borders, mainly in equigranular facies.

Amphibole occurs mainly in heterogranular varieties, both as euhedral (Fig. 5b) or anhedral, corroded and lobate crystals. They are generally dark green and sometimes show bluish

Programa de Pós-Graduação em Geociências

green rims. Contacts with biotite can be straight, indicating equilibrium, and in some places show transformation to biotite plus epidote.

Biotite shows dark-brown color in both heterogranular and equigranular varieties, occurring mainly as euhedral early phases in mafic aggregates (Fig. 5d), commonly associated with amphibole, titanite, epidote and magnetite/ilmenite. Locally a late generation of biotite, interstitial and anhedral with straight and /or lobated contacts occurs.

Titanite forms euhedral (Fig. 5c) to anhedral crystals, mainly in heterogranular varieties, commonly associated with mafic aggregates as shown in figure 5d.

Magnetite is subhedral to euhedral, commonly associated with biotite, hornblende and mafic aggregates in both facies (Fig. 5e). Ilmenite occurs only in highly differentiated terms of equigranular facies as coronas around magnetite.

Epidote occurs mainly in mafic aggregates, as euhedral to subhedral primary crystals, commonly as coronas in allanite (Fig. 6f). Anhedral fine grains are related to local amphibole transformation to biotite.

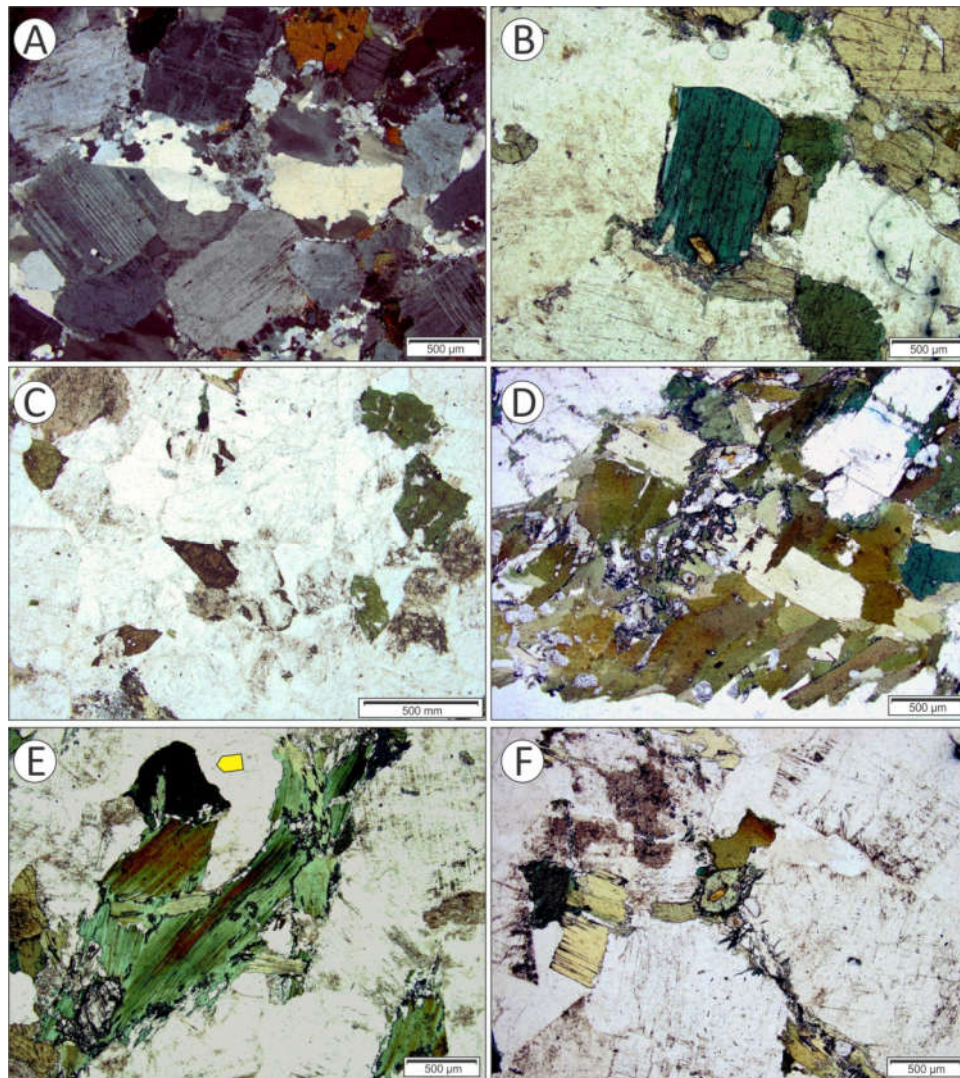
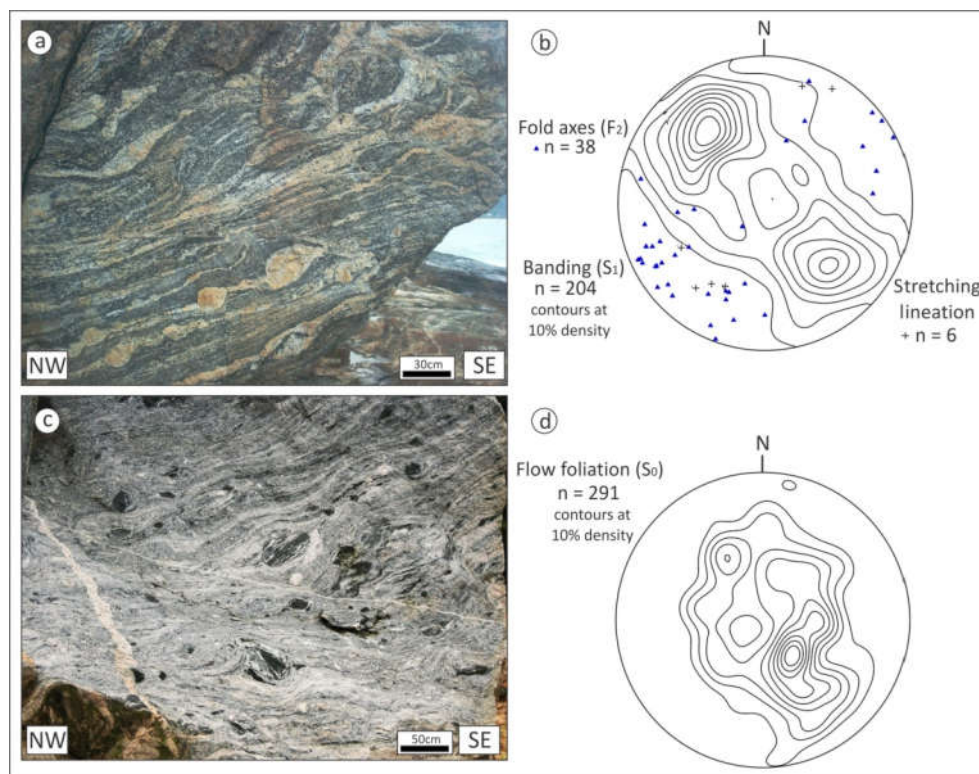


Figure 5 – Microstructures of the Itapema Granite: (a) prismatic plagioclase crystals, locally showing rounded corners, and anhedral to subhedral K-feldspar crystals; (b) euhedral to subhedral hornblende crystals; (c) euhedral titanite and subhedral hornblende crystals; (d) anhedral titanite crystals associated with biotite and hornblende in mafic aggregates; (e) magnetite crystal (arrow) in mafic aggregate of amphibole, titanite and biotite altered to clorite; (f) allanite nucleus in epidote (center).

3.3 Structure of the migmatitic and magmatic system

The main structure of the CC metamorphic/migmatitic sequence is a dominant sub-horizontal and pervasive banding (S_1) (Fig. 6a) that is deformed by F_2 folds. F_2 controls the typical morphology of outcrops, and comprises dm to m- size symmetrical upright open to tight folds, with limbs that dip either to SE or NW (Fig. 6b). These folds show sub-horizontal axes that plunge either to NE or to SW (Fig. 6b). F_2 axial planes strike between N10E and N75E, mainly with steep dips to NW and SE (Fig. 6b) defining an S_2 axial-planar discrete foliation.

Figure 6c shows the typical Itapema Granite magmatic foliation (S_0), which is largely concordant with the main banding of the CC metamorphic sequence with NE-SW strike and shallow to medium dip to NW and SE, as shown in figure 6d (see also Bitencourt and Nardi, 2004). Note the tendency of S_0 in the Itapema Granite to be parallel mainly to the NW limb of the symmetrical upright fold defined by S_1 in the gneisses (Fig. 6b).



Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 6 – Structural features of CC metamorphic rocks and Itapema Granite: (a) typical gently-dipping banding in sheared CC gneisses (contoured); (b) poles to gneissic banding in the CC metamorphic rocks (contoured); foliation poles define two maxima representing two limbs of F_2 upright folds; F_2 fold axes (blue triangles) plunge broadly to NE or SW and are parallel to stretching lineations (black crosses); (c) gently-dipping magmatic foliation in IG rich in migmatite fragments; (d) poles to IG magmatic foliation; Note the tendency of S_0 in the Itapema Granite to be parallel mainly to the NW limb of the symmetrical upright fold defined by S_1 in the gneisses (Fig. 6b). For both (a) and (c) the outcrops are nearly vertical. (b) and (d) are equal-area, lower hemisphere projections;

4. From migmatites to magmas

4.1 Concordant granite sheets

A detailed map from a select area on the coast (Fig. 7, location indicated in figure 2) illustrates the close relation between the CC metatextitic gneisses and amphibolites, and concordant granite sheets. The northern part of the map shows the folded (F_2) CC metaxites with local leucosome pockets and cm- to m-thick bands of layer-parallel leucosomes. The fold geometry is still well preserved in this part of the map, except locally, in axial planar high-strain zones, where the folds become tighter and leucosomes tend to migrate from banding and fill the space along the axial planes, partially transposing the folded banding (S_1) (Photos in figure 7). Towards the south, melt proportion gradually increases and leucosome bands become wider, which leads to local disruption of structures (S_1 banding and F_2 folds), and eventually to loss of

Programa de Pós-Graduação em Geociências

coherence and continuity of these rocks, which progress into diatexites. The southern part of the map shows a granite sheet where rocks have a characteristic igneous texture, with magmatic foliation and xenoliths of migmatitic amphibolites and gneisses. The internal structure of the granite sheet is concordant with the gneissic banding. Later foliated granite tabular bodies are found at several places along the coast. They correspond to late-transcurrence Neoproterozoic granites (Fig. 2) and are distinguished by their subvertical, discordant geometry relative to the CC migmatites and granites.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

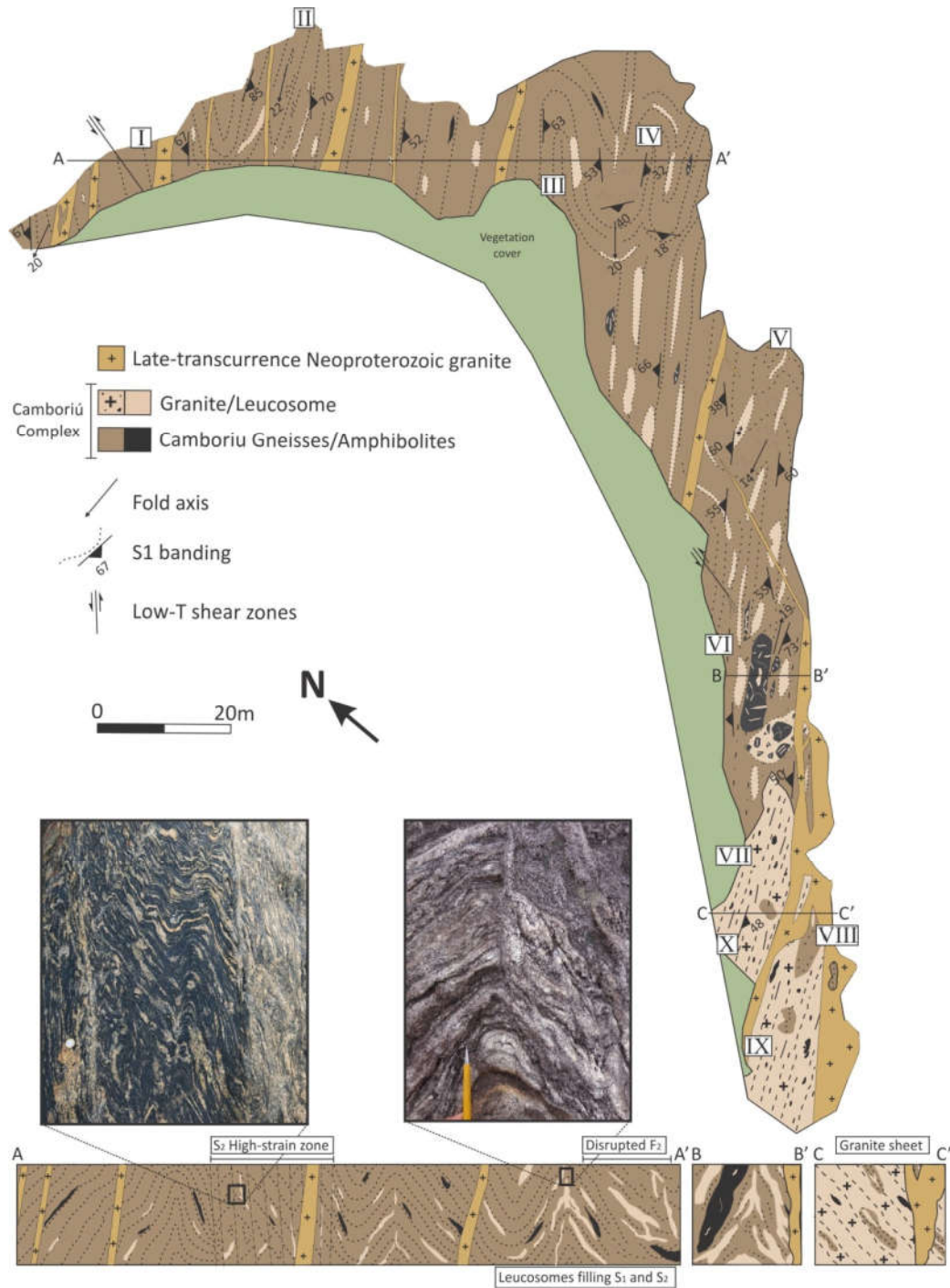
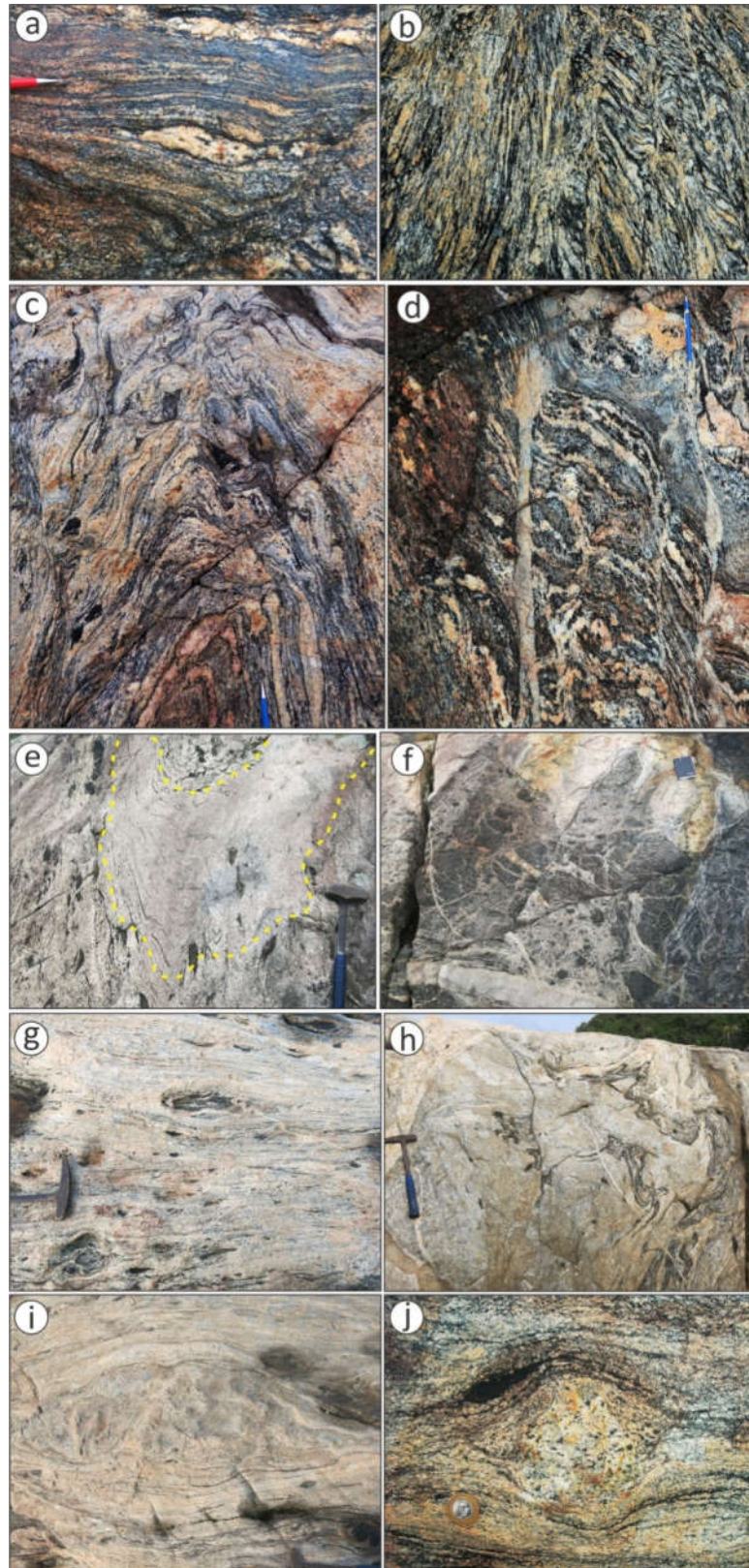


Figure 7 – Detailed map of the coast (location in figure 2). I to X indicate parts described in the text. A-A', B-B' and C-C' correspond to the cross-section at the bottom. Left photograph shows a high-strain zone parallel to F₂ axial plane (S₂) in CC gneiss, locally filled with leucosomes. Right photograph shows leucosomes that partially transpose migmatite layering parallel to axial plane of an F₂ antiform.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

The northern part of the map (I) illustrates the typical structure of fine S_1 banding in metatextitic gneisses, containing mm- to cm-size pockets of coarse-grained leucosome (Fig. 8a). Part II shows the increasing proportion of leucosome, as well as disrupted and transposed bands of S_1 within a high-strain zone in F_2 folds, which develops an axial-planar foliation (S_2), locally filled with coarse-grained, cm-thick Hbl-bearing leucosomes (Fig. 8b). Part III exhibits some typical decimetric F_2 symmetric upright folds, with cm- thick leucosomes along some of the folded bands (Fig. 8c). At part IV, in addition to Hbl-bearing, layer-parallel leucosomes, a sub-vertical set of fine-grained leucosomes fills F_2 axial-planes and locally give rise to a magma-network (Fig. 8d). Towards the south, the rocks show even larger volumes of melt (Part V) with cm- to dm-thick bands of leucosome sub-parallel to S_1 (Fig. 8e). The increase in melt proportion starts to efficiently disrupt and erase the original structures S_1 and F_2 , as well as to gradually change the rock texture, originally fine-grained and granoblastic, into coarse-grained and igneous-looking. This also leads to a loss of coherence and continuity of structures which define the transition from metatextite to diatextite. Part VI represents a m-thick band of brecciated amphibolite where leucosomes fill the space between the fragments leading to the formation of magmatic breccias (Fig. 8f).



Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 8 – Small scale structures in the detailed map of figure 7: (a) typical mm- to cm-banding in CC gneisses, with leucosomes (felsic portions) restricted to layer-parallel bands; (b) sub-vertical axial-planar foliation (S_2) developed in F_2 folds. Note the higher proportion of leucosomes compared to (a), as well as transposition of the main banding due to movement along S_2 planes (left part), locally filled with leucosomes; (c) typical F_2 symmetrical upright folds with centimetric leucosome-filled bands in the CC metamorphic rocks; (d) Seamless intersection between layer-parallel and axial-planar leucosomes; (e) wide (~50cm) granitic bands due to increase in melt proportion (dashed lines mark the band); note the relics of gneissic banding transported and disrupted within this band; (f) concentration of leucosomes close to a brecciated m-thick amphibolite band; (g) granite sheet with magmatic flow foliation enhanced by xenoliths and mafic minerals; (h) relics of F_2 folds in gneiss disrupted in a ductile fashion within the granite; (i) (j) Hbl-bearing plagioclase-rich partially crystallized leucosome pockets remobilized and transported within the granite sheet; notice that the magmatic foliation contours the fragments.

At the south end of the map (Parts VII and VIII) the original metamorphic structures (S_1 and F_2) are totally disrupted, and magmatic dynamics prevails. This part of the coast comprises a ~20m-thick granite sheet bearing a well-developed magmatic foliation placed structurally above the migmatitic sequence. The granite shows medium- to coarse-grained heterogranular texture similar to the one seen in the Hbl-bearing leucosomes described in parts II, III and IV. It is structurally concordant with the metamorphic banding observed along the coast, and exhibits numerous xenoliths of the migmatitic gneisses and amphibolites. Figure 8g shows the general fabric of this large sheet given by interleaving of bands with different amounts of mafic minerals, *schlieren*, autoliths and xenoliths. In part VIII, relics of disrupted F_2 folds and S_1 banding (Fig. 8h) are found, as well as decametric migmatite xenoliths that locally seem to preserve the original position within the granite sheet. Parts IX and X show some elongate lenses of non-foliated, Hbl-rich autoliths (Fig. 8i and j), probably early-crystallized leucosome pockets and bands, reworked during magmatic flow.

4.2 Granitic dykes

Discordant, cm-thick apophyses to m-thick dykes often cross-cut the banded gneisses and amphibolites, as described by Bitencourt and Nardi (2004). Locally, they form 2-5m wide sub-vertical dykes, commonly with cm-thick pegmatitic borders, sub-parallel to the axial planes of upright F_2 folds. The rocks exhibit heterogranular igneous texture, monzogranite to granodiorite composition, and abundant xenoliths (mainly of amphibolites). The dykes are interpreted to result from the interplay between melting and folding, initially with layer-parallel leucosomes that take advantage of the movement along conjugate shear planes oblique to F_2 axial planes to migrate (Fig. 9a). During fold tightening shear planes tend to rotate towards F_2 axial-planar position, layer-parallel leucosomes merge with axial-planar leucosomes and give rise to a magma-network (Fig. 9b). With further melting and fold tightening, the magma starts to migrate upwards and eventually disrupt F_2 hinges and S_1 banding (Fig. 9c).

These dykes mark the stage where the magmas achieve sufficient mobility to migrate and separate from the migmatites, acting as an independent igneous system that drains magma to upper crustal levels, hence interpreted as extraction dykes.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

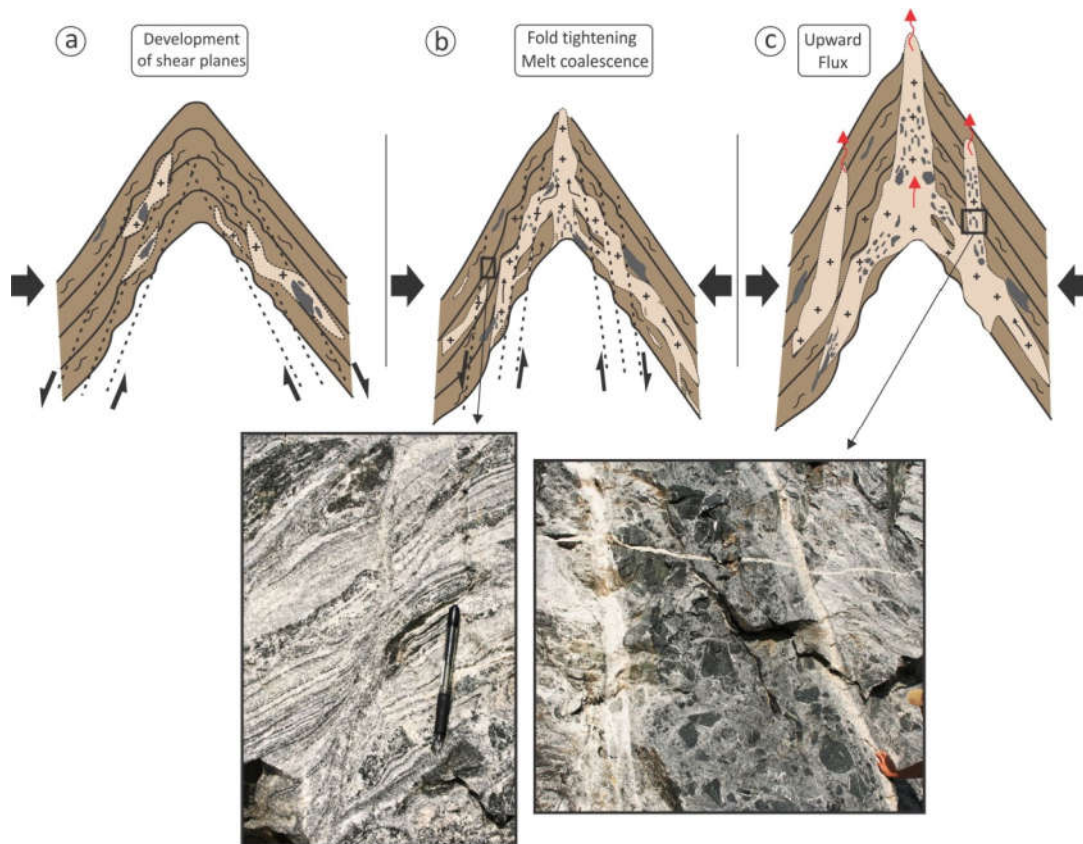


Figure 9 –Stages in the development of granitic dykes:(a) initial stages of melting in migmatites and development of F_2 folds with associated conjugate shear planes oblique to F_2 axial planes; Leucosomes leucosomes take advantage of the spaces generated by movement along shear planes to migrate; (b) magma network formation through coalescence of layer-parallel and axial-plane-parallel leucosomes assisted by fold tightening and rotation of shear planes towards axial plane position; inset shows the displacement of original banding S_1 due to movement on a shear plane sub-parallel to axial plane and locally filled with melt; (c) upward magma flow also assisted by fold tightening; inset shows xenoliths transport in the granitic dyke.

5. Petrogenesis of the Itapema Granite

Thirteen new whole-rock geochemical analyses from samples of the Camboriú Complex migmatites and Itapema Granite were added to twenty pre-existing samples of the Itapema Granite reported by Bitencourt and Nardi (2004) and are presented in this paper. ICP/MS for trace and XRF analyses for major elements were done at the Activation Laboratories, Canada. Data are presented in Table 1.

Samples which represent different stages of evolution were analysed, including different facies of the Itapema Granite, extraction dykes, migmatitic gneisses, and a migmatitic amphibolite, in order to characterize the geochemical evolution of the granite during its magmatic evolution and interaction with the typical large amount of xenoliths it carries.

The granite and extraction dyke samples were prepared taking special care to avoid xenoliths. Migmatite samples were prepared homogenizing leucosomes and melanosomes. Due to the lack of rocks free of melting in the CC metamorphic sequence, we present three migmatite samples (two of migmatitic gneisses) (grey and black squares in diagrams) that could represent the average protolith compositions which have undergone partial melting and one sample of migmatitic amphibolite (white square in the diagrams) which could represent a residual rock composition. IG samples were separated into three groups: silica-rich IG ($\text{SiO}_2 > 70\%$), which corresponds to equigranular facies (black crosses), typical IG (SiO_2 65-70%), which corresponds to heterogranular facies (blue crosses) and silica-poor IG ($\text{SiO}_2 < 65\%$), which corresponds to IG with anomalous high amount of xenoliths and mafic phases (green crosses).

Harker diagrams (Fig. 10) show a well defined field for most Itapema Granite magma, which comprises typical and silica-rich IG. This field shows negative correlation of SiO_2 with

Programa de Pós-Graduação em Geociências

FeOT, MgO, CaO and TiO₂. Silica-rich IG samples show higher K₂O compared to typical IG varieties. Silica-poor IG samples exhibit much lower K₂O and higher FeOT, MgO and CaO contents, probably due to strong interaction and mixture of mafic phases and xenoliths.

Sample CA-20N (filled square) shows intermediate SiO₂ content (~62%), as well as intermediate FeO, MgO, CaO and Al₂O₃ contents. This sample is an unsegregated tonalitic migmatitic gneiss, with isolated *in situ* leucosomes, and could be interpreted as representative of one of the original protoliths composition since the leucosomes apparently were not extracted from the rock. Sample CA-45A (open square) shows the lowest SiO₂ content of all samples, as well as the highest FeO_T, CaO and MgO contents, and represents an almost monomineralic, Hbl-rich melanosome interpreted as a residual rock, probably from where most of the produced melt was extracted. Sample CA-49A (grey square) represents a tonalitic migmatitic gneiss, similar to CA-20N, but with less leucosomes. Its composition for most major elements is intermediate between the two samples above, CA-20N and CA-45A, which suggests incomplete leucosome extraction.

Two samples collected from extraction dykes have compositions similar to IG: extraction dyke 1 (empty red circle) is similar to IG silica-rich magmas (SiO₂ > 70%). Extraction dyke 2 (filled red circle) shows higher MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ and FeO, and lower SiO₂ contents, similar to silica-poor IG magmas, probably due to mixture and homogeneization with xenoliths.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

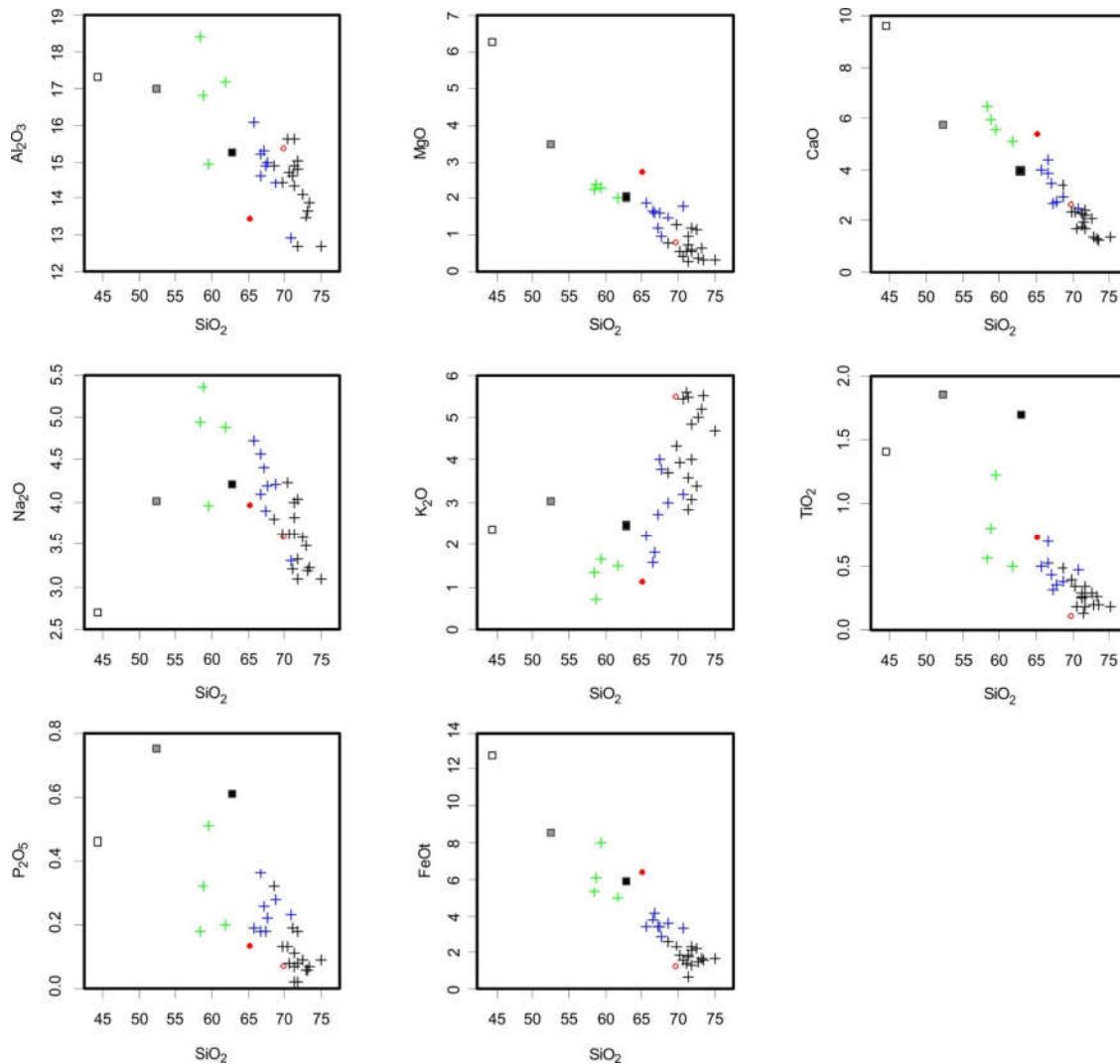


Figure 10 – Itapema Granite, extraction dykes and migmatites major element variation diagrams relative to silica. Hornblende-rich melanosome (white square); migmatitic tonalitic gneiss (grey square); unsegregated migmatitic biotite gneiss (black square); extraction dykes (red circles); Typical IG (blue crosses); silica-rich IG (black crosses); silica-poor IG (green crosses); data from Bitencourt and Nardi (2004), Rivera et al. (2004) and this work.

IG silica-rich sample compositions were recalculated and plotted (black circle) to Qz-Ab-Or diagram (Fig. 11a), where they exhibit similar compositions to those expected for eutectic granitic compositions formed by partial melting of crustal rocks under relatively low-pressure (~2 kbar) and ~ 7% water contents, according to data from Wyllie (1977).

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Patiño Douce (1999) discusses experimental data for estimated melt compositions through partial melting of different protoliths. The composition of silica-rich IG samples is similar to those of melts expected from partial melting of graywackes, that are compositionally close to the most likely protholiths of IG magmas (Fig. 11b), and is different from those expected from products of partial melting of felsic or mafic pelites.

According to the parameters proposed by Shand (1943), typical IG samples plot in the field of metaluminous rocks, while IG silica-rich samples are classified as peraluminous, with most samples showing A/CNK values between 1 and 1.1, typical of partial melting of quartz-feldspathic gneisses (Fig. 11c). REE patterns normalized to chondrite (Boynton, 1984, Fig. 11d) show higher REE contents in typical IG samples than in silica-rich ones. Silica-rich samples also show a slightly concave curve in medium to heavy elements that points to residual amphibole in the source, as expected from melt reactions proposed by Martini (2019), and positive Eu anomaly, which result from plagioclase consumption during the melting process.

The CC gneisses show high REE contents, small Eu negative anomalies and no convexity in medium to heavy elements. Typical IG samples show REE contents intermediate between gneisses and IG silica-rich terms. A remarkable feature of the IG is its high Ba and Sr contents (Fig. 11e, f) as well as its moderate HFSE contents, which resemble shoshonitic granitoids, as previously discussed by Bitencourt and Nardi (2004). The high Ba and Sr contents are also reflected in our three samples from the CC metamorphic rocks.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

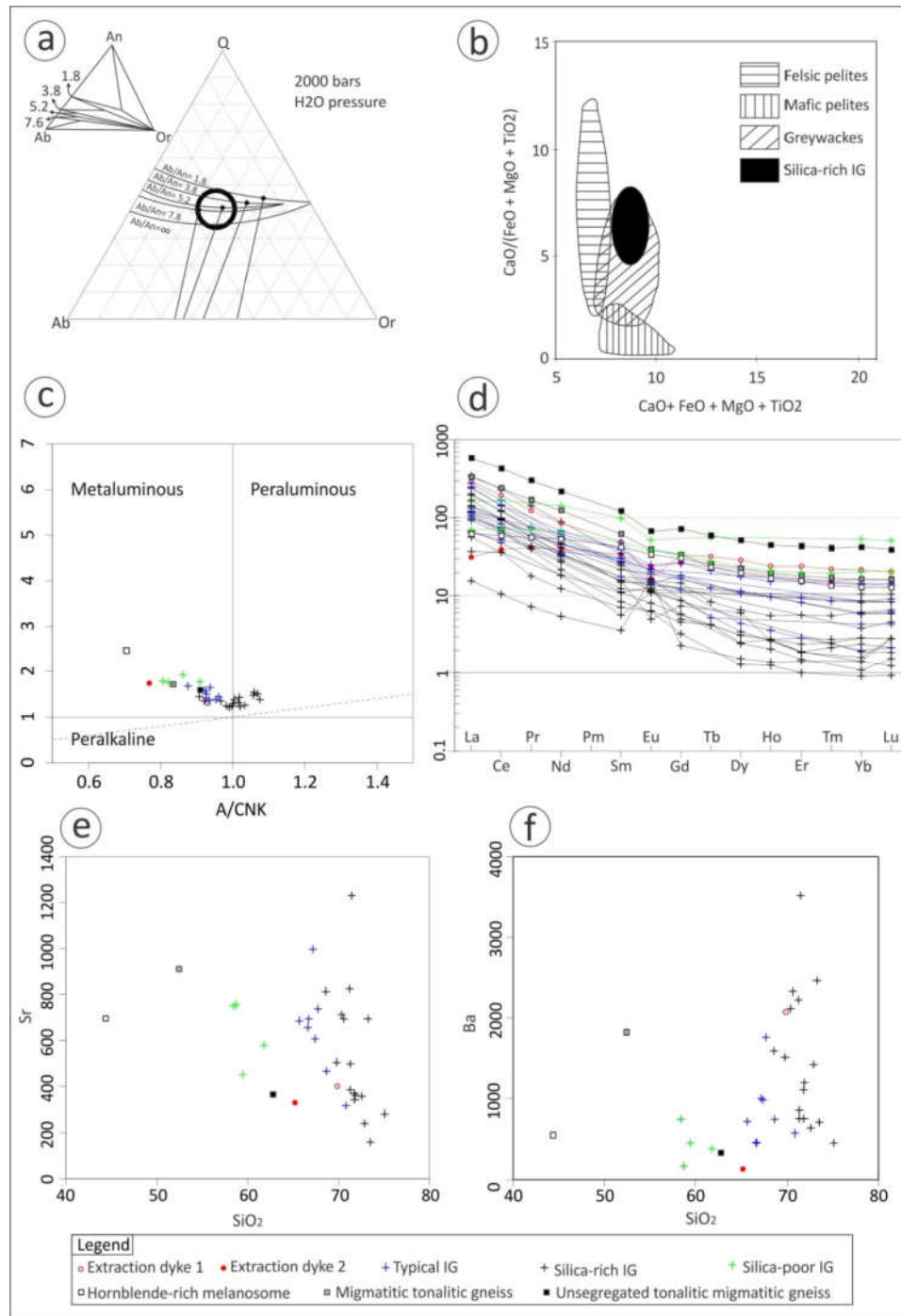


Figure 11 – Geochemical data for the Itapema Granite, extraction dykes and migmatites: (a) Qz-Ab-Or ternary diagram with eutectic points (Black dots) and cotectic lines of sections through the system Q-An-Or-H₂O with various Ab / An ratios at P_{H₂O} = 2000 bars. All section are projected onto the Q-Ab-Or plane (~2 kbar and ~ 7% water content). Open circle with heavy outline at the center comprises the silica-rich IG samples; modified from Wyllie (1977); (b) expected melt compositions through experimental melting of different protoliths (modified from Patiño-Douce, 1999); composition of silica-rich IG samples are similar to those expected for melts resulting from partial melting of graywackes (quartz-feldspathic compositions); c) peraluminosity diagram proposed by Shand

Programa de Pós-Graduação em Geociências

(1943); (d) REE diagram normalized to chondrite (Boynnton, 1984). Silica-rich IG samples show the lowest REE contents, while typical IG samples show intermediate values and CC gneisses show the highest ones. Note the slightly concave curve in medium to heavy REE for silica-rich samples, related to residual amphibole in the source; (e) Sr vs SiO₂ diagram showing both silica-rich and typical IG varieties with high contents of Sr as well as CC gneisses. Hornblende-rich melanosome (white square); migmatitic tonalitic gneiss (grey square); unsegregated tonalitic migmatitic gneiss (black square); extraction dykes (red circles); typical IG (blue crosses); silica-rich IG (black crosses); silica-poor IG (green crosses) in diagrams C, D and E.

Table 1. Major and trace elements data of the Camboriú Complex rocks. Oxides in wt.% and trace elements in ppm.

Sample	CA-09C	CA-20B	CA-20I	CA-20L	CA-20N	CA-40A	CA-41B	CA-41C	CA-47D	CA-45A	CA-49A	CA-49D	CA-54C	20a	21b	35a	36a
SiO ₂	72,55	65,22	71,3	71,76	62,82	71,82	58,43	61,8	69,89	44,38	52,41	71,43	59,45	75,10	70,80	68,60	71,20
Al ₂ O ₃	14,1	13,43	14,33	15,01	15,27	14,81	18,44	17,2	15,37	17,32	17,01	15,64	14,93	12,70	12,90	14,90	14,60
Fe ₂ O ₃ (T)	2,48	7,06	2,08	1,47	6,53	2,36	5,88	5,57	1,31	14,21	9,44	0,7	8,85	1,80	3,70	2,90	1,50
FeO	2,23	6,35	1,87	1,32	5,88	2,12	5,29	5,01	1,18	12,79	8,49	0,63	7,96	1,62	3,33	2,61	1,35
MnO	0,042	0,135	0,028	0,027	0,127	0,032	0,098	0,111	0,065	0,187	0,136	0,009	0,141	0,060	0,110	0,040	0,030
MgO	1,13	2,7	0,97	0,55	2,04	0,6	2,25	2,04	0,77	6,3	3,5	0,27	2,3	0,34	1,80	0,80	0,55
CaO	2,09	5,39	2,3	2,24	3,96	1,68	6,5	5,09	2,59	9,66	5,77	1,95	5,6	1,40	2,50	3,40	1,80
Na ₂ O	3,58	3,95	3,81	4,04	4,21	3,33	4,94	4,89	3,58	2,7	4,01	3,62	3,96	3,10	3,30	3,80	3,20
K ₂ O	3,37	1,1	2,84	3,07	2,46	4,84	1,34	1,51	5,48	2,36	3,04	5,46	1,67	4,70	3,20	3,70	5,60
TiO ₂	0,294	0,725	0,293	0,18	1,696	0,264	0,558	0,501	0,11	1,405	1,847	0,126	1,221	0,19	0,47	0,49	0,26
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,07	0,02	0,61	0,08	0,18	0,2	0,07	0,46	0,75	0,02	0,51	0,09	0,23	0,32	0,19
LOI	0,79	0,73	0,77	0,55	0,93	0,74	0,72	0,75	0,75	1,59	1,26	0,63	0,9	0,54	0,73	0,81	
Total	100,5	100,6	98,78	98,93	100,6	100,5	99,35	99,65	99,99	100,6	99,18	99,85	99,53	100,35	99,74	99,76	99,58
Sc	3	23	2	2	7	2	10	11	5	36	14	<1	17				
Be	4	5	3	4	5	2	2	5	4	2	3	2	3				
V	34	141	30	18	95	25	80	69	13	293	126	8	156				
Ba	637	134	759	1110	334	1199	746	383	2076	549	1825	3523	452	454	572	1593	2227
Sr	358	330	385	369	366	362	751	579	401	696	913	1232	453	281	317	815	825
Y	6	35	5	3	89	11	19	31	53	34	31	3	40	33	41	27	13
Zr	141	142	123	97	442	208	148	185	197	59	413	70	145	392	408	521	486
Cr	30	40	30	<20	<20	20	<20	<20	<20	40	<20	<20	20				
Co	7	18	7	4	17	4	14	13	1	48	27	2	21				
Ni	20	40	<20	<20	30	<20	<20	<20	<20	60	40	<20	40				
Cu	<10	40	<10	<10	50	<10	<10	10	<10	50	20	<10	30				
Zn	180	80	<30	<30	110	30	50	70	<30	140	100	<30	100				
Ga	17	20	17	16	25	18	20	23	17	21	23	16	21				
Ge	1	2	<1	1	2	<1	<1	1	1	1	1	<1	1				
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5				
Rb	136	41	85	86	136	131	26	53	132	86	88	74	53	226	173	103	157
Nb	9	23	6	5	71	7	8	16	15	5	38	2	15	19,0	37,0	26,0	7,0
Mo	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2				
Ag	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	1,9	1	<0,5	0,9	0,8	<0,5	1,9	<0,5	0,6				
In	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2				
Sn	1	3	<1	<1	6	1	2	3	2	2	2	<1	2				
Sb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5				
Cs	3,3	1,8	2,9	2	6,1	3,2	0,9	3	1,3	3,3	3,4	0,5	2,7				
La	11,5	9,6	31,8	29	180	107	29,8	37,8	91	19,4	103	4,8	21,5	36,57		44,08	33,57
Ce	29,2	31,6	55,4	50,5	347	187	61	77,9	157	47,6	194	8,5	59,8	67,97		77,83	54,70
Pr	2,2	5,03	5,32	4,86	36,7	17,4	7,14	9,26	15,1	6,83	20,5	0,89	8,71				
Nd	7,4	24,1	17,4	16,2	131	53,7	28,3	37	51	32,5	74,4	3,3	39,5	18,97		20,53	12,93
Sm	1,4	6,6	2,4	2,2	23,7	6,8	5,4	7,7	9,5	8,2	12,1	0,7	9,3	3,11		3,45	1,65
Eu	0,47	1,72	0,84	0,92	4,94	1,14	1,62	1,82	1,21	2,49	2,87	1,22	2,79	0,37		0,86	0,46
Gd	1,2	6,9	1,5	1,3	18,6	3,8	4,4	6,8	8,6	7,8	8,7	0,6	8,6	1,93		2,26	0,85
Tb	0,2	1,1	0,2	0,2	2,8	0,4	0,6	1	1,5	1,2	1,1	<0,1	1,3				
Dy	1	6,6	1	0,8	16,6	2,1	3,7	5,7	9,3	7,2	6,3	0,5	7,7	1,93		1,11	0,42
Ho	0,2	1,3	0,2	0,2	3,2	0,4	0,7	1,1	1,7	1,4	1,2	0,1	1,5	0,19		0,19	0,09
Er	0,5	3,5	0,6	0,4	9,1	1,2	2	3,2	5	3,8	3,2	0,3	4,2	0,39		0,40	0,21
Tm	0,08	0,5	0,09	0,07	1,32	0,18	0,28	0,46	0,72	0,55	0,44	<0,05	0,63				
Yb	0,6	3,4	0,6	0,5	8,8	1,3	1,8	2,9	4,5	3,4	2,7	0,3	4,2	0,34		0,30	0,19
Lu	0,09	0,51	0,09	0,07	1,25	0,21	0,27	0,43	0,65	0,52	0,41	0,04	0,66	0,09		0,09	0,03
Hf	3,3	3,5	2,9	2,4	10,1	5,1	3,3	4,4	5	1,9	8,3	2	3,5	9,00	8,00	15,00	13,00
Ta	0,7	1,4	0,6	0,5	8,6	1	0,3	1,5	2,6	0,2	1,7	0,2	1,3				
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1				
Tl	0,8	0,3	0,2	0,2	0,5	0,5	<0,1	<0,1	0,4	0,3	0,3	0,2	<0,1				
Pb	22	14	23	27	15	36	16	26	37	11	13	29	17				
Bi	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4				
Th	9,4	1,9	9,2	5,9	35,9	28,5	0,8	12,4	29,3	0,6	11,4	1	3,1	149,0	22,0	13,0	3,0
U	1,5	5,4	6,6	4,5	12,4	6,6	5	3	4,1	0,6	1,6	0,5	6,7				

Table 1 – Major and trace elements data of the Camboriú Complex. Oxides in wt% and trace elements in ppm.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Table 1. Major and trace elements data of the Camboniú Complex rocks. Oxides in wt.% and trace elements in ppm (continuation)

36b	36c	40a	41a	54b	IC12f	IC04b	IC04c	IC12a	IC12c	IC12h	IC12i	IC13a	IC15a	IC16a	IC17a
66,70	67,20	71,30	67,40	71,80	58,75	66,61	72,87	67,71	73,23	70,60	65,68	73,49	70,33	68,69	69,81
14,60	15,30	14,90	14,90	12,70	16,81	15,23	13,49	14,98	13,67	14,69	16,08	13,86	15,64	14,41	14,45
4,60	3,80	1,90	3,80	2,60	6,70	4,24	1,69	3,17	1,87	1,76	3,74	1,72	2,04	4,02	2,61
4,14	3,42	1,71	3,42	2,34	6,03	3,82	1,52	2,85	1,68	1,58	3,37	1,55	1,84	3,62	2,35
0,080	0,140	0,070	0,120	0,070	0,149	0,069	0,044	0,055	0,030	0,022	0,080	0,049	0,032	0,075	0,047
1,60	1,20	0,73	1,60	1,20	2,39	1,64	0,38	0,97	0,62	0,42	1,87	0,33	0,56	1,49	1,27
4,40	3,50	2,30	2,70	2,40	5,98	3,87	1,38	2,78	1,29	1,72	3,99	1,27	2,38	2,97	2,37
4,10	4,40	4,00	3,90	3,10	5,36	4,57	3,48	4,20	3,19	3,62	4,72	3,23	4,24	4,21	3,62
1,80	2,70	3,60	4,00	4,00	0,72	1,57	4,99	3,77	5,21	5,42	2,22	5,51	3,95	2,99	4,34
0,69	0,43	0,25	0,31	0,34	0,80	0,52	0,20	0,35	0,26	0,18	0,50	0,20	0,34	0,38	0,39
0,36	0,26	0,11	0,18	0,18	0,32	0,18	0,06	0,22	0,06	0,08	0,19	0,07	0,13	0,28	0,13
0,74	0,66	0,60	0,61	0,81	0,54	0,61	0,48	0,57	0,48	0,78	0,70	0,54	0,51	0,47	0,82
99,67	99,59	99,76	99,52	99,20	98,53	99,11	99,07	98,77	99,92	99,29	99,77	100,27	100,17	99,99	99,88
					102,00	66,00	16,00	41,00	30,00	28,00	49,00	13,00	24,00	58,00	43,00
454	1002	864	986	755	166	457	1421	1761	2470	2330	722	708	2121	745	1511
694	998	498	608	342	756	659	238	738	695	687	157	715	468	506	506
21	37	20	36	32	100	10	15	33	6	5	33	25	12	24	14
561	411	183	208	378	280	186	172	167	201	110	208	165	194	267	219
					23,00	36,00	13,00	9,00	13,00	9,00	32,00	15,00	1,00	32,00	50,00
					14	11	4	7	5	4	10	2	3	11	9
					12	17	1	10	8	10	23	2	2	24	30
					19	17	3	37	7	8	10	5	9	70	19
					103	58	41	42	33	30	60	42	38	59	45
74	88	107	113	175	10	62	166	88	122	90	77	219	68	90	122
27,0	21,0	8,0	11,0	20,0	38,5	10,6	18,7	18,4	8,4	3,8	13,0	16,4	12,9	10,8	8,7
					4	4	3	3	4	2	6	5	2	6	3
86,16		21,18	40,75		50,20	35,80	76,50		62,50	17,70	19,70	60,60	43,50	73,70	52,30
136,80		39,00	75,25		134,00	59,00	115,00		97,00	29,00	42,00	100,00	79,00	118,00	77,00
34,88		10,99	27,27		85,00	20,00	32,00		25,00	11,00	22,00	28,00	25,00	41,00	21,00
5,24		2,12	6,01		19,40	3,40	5,10		2,90	1,10	5,80	4,80	4,20	7,80	3,00
1,00		0,59	1,05		3,80	1,20	0,90		1,10	0,80	1,60	0,80	1,40	1,50	1,00
3,11		1,50	4,71		2,70	0,25									
1,42		0,79	3,45												
0,26		0,15	0,70												
0,61		0,32	1,74												
0,42		0,23	1,27		11,20	0,90	1,70		0,80	0,40	3,00	2,20	1,20	1,80	1,80
0,07		0,05	0,20		1,63	0,14	0,27		0,15	0,06	0,46	0,34	0,19	0,27	0,29
15,00	8,00	9,00	9,00	10,00	7,30	4,00	4,80	4,40	5,10	2,90	4,30	4,40	4,60	5,80	4,70
					6,00	0,50	1,00	2,00	1,00	0,50	0,50	2,00	0,50	0,50	0,50
					20	21	34	34	36	40	26	27	33	28	33
					4										
26,0	5,0	4,0	75,0	22,0	9,9	5,2	18,1	13,1	12,7	4,4	5,4	19,8	8,9	17,4	10,9
					7	1	5	5	2	2	9	3	2	3	4

Table 1 – continuation.

6. Discussions and conclusions

The sheet-like Itapema Granite shows characteristics that suggest an origin from partial melting of the metamorphic sequence of the Camboriú Complex. The granite was emplaced at temperatures and pressures equivalent to those of upper amphibolite facies, as previously pointed out by Bitencourt and Nardi (2004) and Rivera et al. (2004). The melting occurred in the presence of a free water-rich phase (water-fluxed melting) as indicated by the nature of peritectic mineralogy, morphology of leucosomes and the large amount of melt generated in all rock varieties at relatively low temperatures, as discussed in Martini (2019). Rivera et al. (2004) present data that suggest the presence of water also in the IG magma (4-5wt% H₂O in the initial stages, evolving to 8-9wt% H₂O in the last stages of crystallization). The temperatures and pressures for crystallization of the Itapema Granite estimated by Rivera et al. (2004) (*solidus* curve at 700°C and 4-4.5 kbar) are compatible with the temperatures and pressures obtained by Martini (2019) for melting of the Camboriú Complex migmatites (700 to 750°C and close to 5 kbar).

The sheets of Itapema granite lack evidence of contact metamorphism against gneisses and amphibolites of the CC, and are concordant with the main foliation and banding of the metamorphic sequence structurally below the granite. The similar texture and composition of magmas found in the extraction dykes and in the IG, together with the common presence of migmatitic amphibolite and gneiss xenoliths in both suggest that the main body of Itapema Granite was fed by these dykes.

The peraluminous character of the IG silica-rich samples, together with low FeO, MgO, CaO, positive Eu anomalies, and slightly convex curve for medium to heavy REE suggest that their average values may approach those of the original liquids formed in this system. Magma

Programa de Pós-Graduação em Geociências

dynamics within the growing IG main body enhances assimilation of the solid cargo (peritectic minerals, cumulates and xenoliths) by the original liquid (silica-rich IG) that causes gradual decrease in SiO₂ and increase in FeO, MgO, CaO, and REE contents. It thus becomes more metaluminous, develops a negative Eu anomaly, and loses the convex pattern for the REE curve. This interaction gives rise to the typical IG magma and the silica-poor varieties.

The high Ba and Sr contents of the IG probably result from high contents in the source rocks (Fig. 11e) and from preferential consumption of plagioclase in the protoliths due to high water activity during melting, as discussed by Carrol and Wyllie (1977) and McDermott et al. (1996). Therefore, the IG may be classified as a highBa-Sr granitoid, in the sense of Tarney and Jones (1994).

A model for the generation and emplacement of the magmas with different compositions and textural heterogeneities that originated the IG are presented as a sequence of 3 stages in figure 12.

Stage 1: Structurally-controlled melting of an originally heterogeneous metamorphic sequence of interleaved banded gneisses and massive amphibolite layers. The melts migrate more easily along the banding of the gneisses, without brecciating the rock. In contrast, melts in massive amphibolites are more randomly distributed and break down the protolith into an amphibolite breccia that attracts more melt from surrounding layers. The coalescence of melts gives rise to a magma-network and provides migration paths for draining the melt, leading to the formation of xenolith-rich extraction dykes parallel to axial planes of F₂ folds that transports melt to upper crustal levels (Fig.12A).

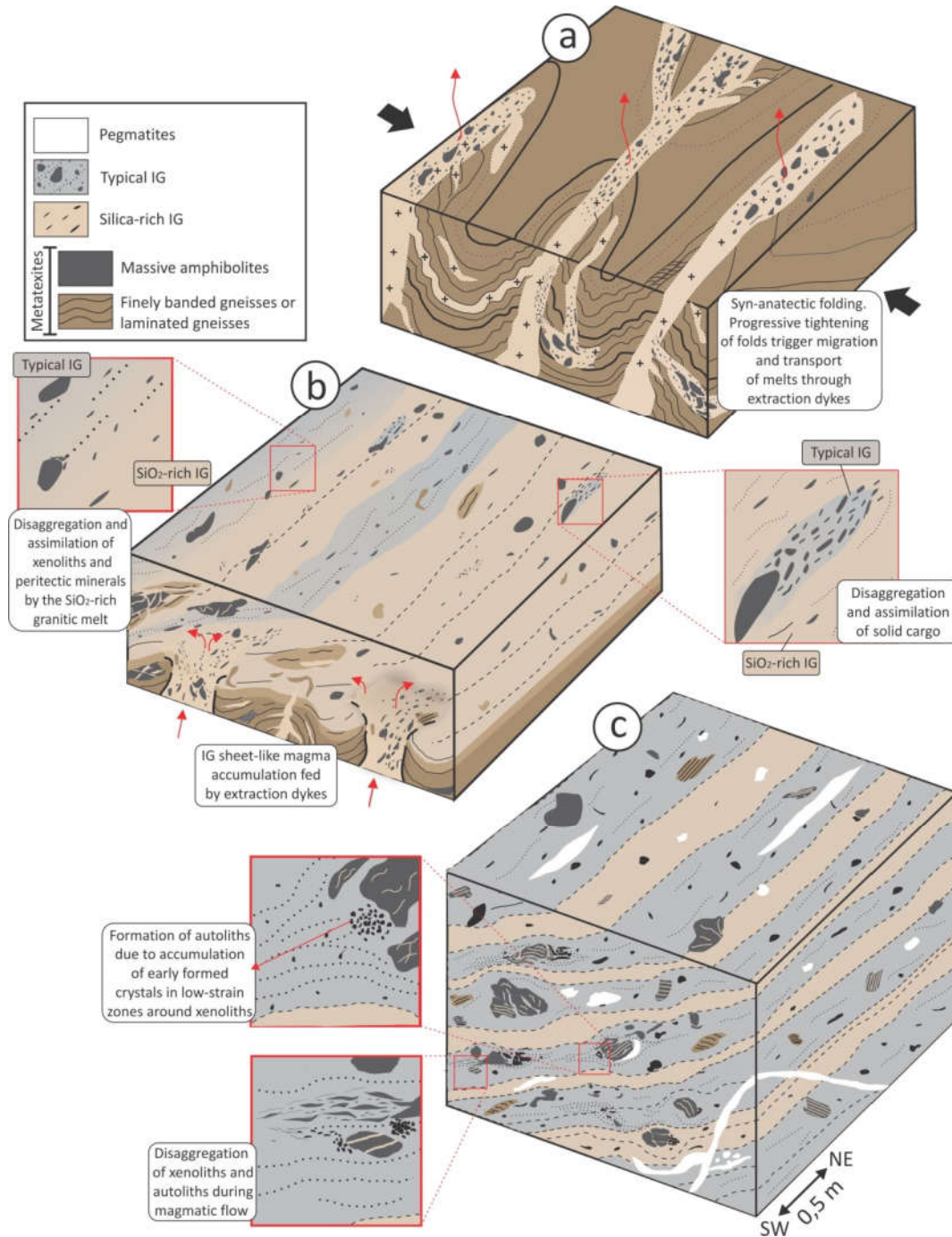


Figure 12 –Three-stage model for the generation and emplacement of IG magmas: (1) structurally-controlled melting of CC metamorphic rocks and generation of extraction dykes parallel to axial planes of F₂ folds; (2) IG sheet-like magma accumulation fed by upward flow through extraction dykes; insets show the interaction with xenoliths and peritectic minerals that gradually gives rise to typical IG varieties; (3) IG main body, with its characteristic heterogeneous aspect; insets show the formation of autoliths, and disaggregation of xenoliths and autoliths, that gradually give rise to larger bands of typical-IG variety.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Stage 2: Extraction dykes mark the transitional stage between the migmatitic system, where partial melting processes predominate, and the magmatic system, where igneous dynamics prevails (Fig. 12B). Dykes probably stall when they reach melt-rich levels where they merge to form the IG body, structurally concordant with the main banding of the metamorphic sequence that acts as the sink for these melts. Magmatic flow and segregation processes give rise to the typical IG rocks and geochemical varieties, as a result of original liquids (silica-rich IG) interaction (disaggregation and assimilation) with xenoliths and peritectic minerals.

Stage 3: With the main body of Itapema Granite already formed (Figure 12C), new processes emerge, governed by magmatic dynamics, such as internal magma flow, segregation and accumulation of early formed crystals (hornblende and plagioclase) mainly in the low-strain zones in the vicinity of xenoliths.

The process that gives origin to Itapema Granite by extraction of magma from migmatites through syn-melting structures is similar to the “organized permeability structure” described by Kruger and Kisters (2016) and to the magma migration processes assisted by folding described by Weinberg and Mark (2008) and Weinberg et al. (2013). This is an example of a continuous exposure from source to sink, at a relatively small scale, which records the multiple processes involved in the melting, source disaggregation during extraction, and disaggregation of the solids within the magma during a relatively short transport, to feed a concordant sheet-like body.

References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Neves B.B. de B & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana 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., 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, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 324-350.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U–Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brazilian Journal of Geology* 43 (3), 427–443.
- 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 (1), 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.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare-Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Brown, M., Rushmer, T., 2006. Evolution and Differentiation of the Continental Crust. *Geological Magazine* 144(1), 220-221.
- 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 Geológica Leopoldensia* 42, 5-117.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22, 184-199.
- Clemens, J. D., 1990. The granite granulite connection. In: Vielzeuf, D. & Vidal, Ph. (eds) *Granulites and Crustal Evolution*. Dordrecht: Kluwer, 25-36.
- Eskola, P., 1933. On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Geól. Finlande* 103, 12-25.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012a. Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216, 132–151.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V. 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia* 6, 93–112.
- 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.
- Holmquist, P.J., 1910. The Archaean geology of the coast regions of Stockholm. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 32, 789-912.
- Holmquist, P.J., 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bulletin of the Geological Institute Upsala* 15, 125-148.
- Holmquist, P.J., 1920. Om pegmatitpalingenes och ptygmatisck vecking. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 42. 191-213.
- Holmquist, P.J., 1921. Typen und nomenklatur der adergesteine. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 43, 612-631.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.
- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Research* 261, 25-39.
- Martini, A., 2019. Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do Granito Itapema. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, XX 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, 406–423.
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Patiño-Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society of London Special Publications* 168(1), 55-75.
- 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., Massone, H.-J., Theye, T., Campos, R.S., 2009. U–Th–Pb EMPA geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriú Complex, SC, southern Brazil: evidences or the collisional and post-collisional events in Dom Feliciano Belt. *Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*, pp. 289–291.
- Pryer, L.L., Robin, Y.-P., 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthites. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 645–658.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Pryer, L.L., Robin, Y.-P., 1996. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology* 18, 1151–1166
- Reichardt, H., Weinberg, R.F., 2012. The dike swarm of the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India: Linking granite source to batholith. *Geological Society of America Bulletin* 124, 89–103.
- Rivera, C.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências* 34(3), 361-372.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. *Canadian Mineralogist*, Special Publication 9. Mineralogical Association of Canada, (386 pp.).
- Sawyer, E.W., Cesare, B., Brown, M., 2011. When the continental crust melts. *Elements* (7), 229-234.
- Schwindinger, M., Weinberg, R.W., 2017. A felsic MASH zone of crustal magmas – Feedback between granite magma intrusion and *in situ* crustal anatexis. *Lithos* 284-285, 109-121.
- Sederholm, J.J., 1907. On granite and gneiss. *Bull. Comm. Geól. Finlande* 23, 1-110.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* John Wiley & Sons, New York.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic graniticgneissic 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.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society* 151, 855-868.
- Wyllie, P.J., 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* 43, 41– 71.
-

CAPÍTULO 5

5. Texto Integrador

A presente tese apresenta novos dados, que, conjuntamente aos dados já presentes na bibliografia, propõe um modelo integrador acerca das condições de fusão do Complexo Camboriú (CC) (Chemale et al., 1995), tanto do ponto de vista estrutural, como do ponto de vista petrológico, e da gênese do Granito Itapema (GI) (Bitencourt e Nardi., 2004), ambos localizados na região de Itapema/Balneário Camboriú, Santa Catarina.

5.1 Controle estrutural da fusão e extração de magmas no Complexo Camboriú

Inicialmente, através do uso de técnicas de detalhamento estrutural, foi possível elucidar as relações estruturais entre as rochas migmatíticas e ígneas do CC. A estrutura que predomina na sequência metamórfica/migmatítica do CC é um bandamento gnáissico sub-horizontal S_1 , de direção NE-SW, que marca a principal fase de dobramento (F_2) do complexo. Essa fase de dobras F_2 controla a morfologia da grande maioria dos afloramentos, definindo dobras simétricas horizontais, abertas a apertadas, centimétricas a métricas, eixos com baixos caimentos para NE e SW e planos axiais sub-verticais de orientação NE-SW. Os planos axiais definem uma foliação plano-axial espaçada (S_2) que, localmente, forma zonas de alta deformação onde as F_2 são fechadas a isoclinais, eventualmente rompendo e transpondo as dobras. Associado às dobras F_2 (principalmente nas dobras antiformes), planos de cisalhamento conjugados, com movimentos opostos se desenvolvem obliquamente em relação aos planos axiais das dobras F_2 , inicialmente com um ângulo de aproximadamente 50° entre eles. Conforme as dobras vão tornando-se mais apertadas, devido ao contínuo encurtamento de direção NW-SE, este ângulo de 50°

Programa de Pós-Graduação em Geociências

tende a diminuir, e os planos de cisalhamento progressivamente rotacionam até ficarem sub-paralelos aos planos axiais das F_2 .

Um controle estrutural da fusão foi reconhecido nas rochas migmatíticas do CC. O complexo é composto principalmente por ortogneisses tonalíticos a granodiríticos com bandamento (S_1) milimétrico a centimétrico intercalados com lentes e camadas de espessura centimétrica a métrica de anfibolitos maciços. Subordinadamente são encontrados gnaisses pelíticos e rochas calci-silicáticas. Nas rochas bandadas, a fusão inicia como *in situ* “pocket melts”, que gradualmente coalescem lateralmente e concentram-se ao longo do bandamento, formando leucosomas paralelos à S_1 . Nas rochas maciças, a fusão inicia igualmente como “pocket melts” isolados, porém, devido à ausência de bandamento, a fusão, auxiliada pela deformação, tende a brechar a rocha, gerar sítios de baixa pressão, e atrair leucosomas gerados nas rochas adjacentes, ocasionalmente ligando-se com os leucosomas gerados nas rochas bandadas.

Auxiliados pelo encurtamento de direção NW-SE, que gera gradualmente dobras mais apertadas, os leucosomas gerados nas diferentes rochas do CC começam a coalescer e migrar, inicialmente ao longo do bandamento e utilizando o espaço gerado pela movimentação dos planos de cisalhamento, e tendem a formar leucosomas orientados paralelamente à S_2 , configurando assim uma rede de magma interligada capaz de romper as charneiras e transpor as dobras F_2 . Os leucosomas paralelos à S_1 e S_2 tornam-se mais espessos com a progressão da fusão, e, localmente, formam diques graníticos sub-verticais, de espessura métrica, nucleados geralmente próximos a bandas de anfibolito brechadas. Auxiliados por uma orientação favorável (paralelos à S_2), os diques adquirem mobilidade suficiente para romper e draguear o bandamento S_1 , extrair e transportar os magmas gerados, juntamente a um grande volume de xenólitos das rochas migmatíticas, principalmente das rochas maciças previamente brechadas. Esses diques, classificados como “diques de extração” migram verticalmente para níveis superiores da crosta, configurando assim um eficiente sistema de extração dos magmas gerados durante a migmatização/deformação do Complexo Camboriú, similar ao descrito por Kruger e Kisters (2016) e Weinberg e Mark (2008).

5.2 Reações e condições de fusão

Através de técnicas de petrografia, e utilizando os critérios propostos por Sawyer (2001, 2008) foram determinadas as principais reações de fusão responsáveis pela geração de leucosomas e minerais peritéticos durante a migmatização do CC. Minerais com formatos arredondados e corroídos, envoltos por cristais de quartzo intersticial, foram classificados como minerais reagentes não totalmente consumidos durante as reações de fusão. Cristais de hornblenda e titanita bem formados envoltos por cristais de quartzo intersticial, geralmente dentro leucosomas *in situ*, foram interpretados como minerais peritéticos de acordo com a definição de Erdman et al., (2012). As três reações de fusão parcial determinadas nos migmatitos do CC foram (1) $Qz + Pl + (Kfs) + Bt + H_2O = Ttn + (Mag/Ilm) + melt$, similar à reação descrita por (Sawyer, 2010), (2) $Qz + Pl + Hbl + H_2O = Hbl + melt$, similar à reação descrita por (Lee and Cho, 2013), e (3) $Qz + Pl + (Kfs) + Bt + Hbl + H_2O = Ttn + Hbl + melt$, interpretada como uma possível combinação das duas primeiras reações. De acordo com os minerais reagentes consumidos em cada reação, os “melts” gerados variam composicionalmente. Reações consumindo preferencialmente hornblenda dão origem a líquidos de composição tonalítica, enquanto líquidos de composição monzogranítica são gerados com o consumo preferencial de K-feldspato.

O volume de leucossoma gerado na migmatização do CC foi estimado visualmente em 20 a 30%, analisado em vários afloramentos com boas exposições. As condições P-T e o conteúdo de água livre no sistema durante a fusão foi estimado utilizando conjuntamente técnicas de geotermobarometria e comparação dos dados com dados experimentais de trabalhos anteriores. Através do geotermômetro no par Hornblenda-Plagioclásio proposto por (Blundy e Holland, 1990) e Holland e Blundy (1994), e geobarômetro de Al em Hornblenda proposto por Schmidt (1992) foram estimadas temperaturas entre 703 e 744°C e pressões entre 3.2 e 4.2 kbar, corroborados por dados preliminares de uma pseudoseção realizada nos gnaisses pelíticos do CC (De Toni, 2019). Utilizando as estimativas P-T, volume

Programa de Pós-Graduação em Geociências

de leucossoma, e as condições necessárias para estabilizar a mineralogia peritética descrita, comparados a dados experimentais presentes na bibliografia (Naney and Swanson, 1980; Naney, 1983; Holtz and Johannes, 1991; Gardien et al., 2000; Harlov et al., 2006), estimou-se um conteúdo de H₂O adicionado ao sistema durante a fusão de cerca de 3%. Portanto, a migmatização das sequencia metamórfica do CC ocorreu pelo processo descrito como “water-fluxed melting”, i.e. fusão na presença de água livre.

5.3 Granito Itapema: gênese e link com os migmatitos do CC

Na mesma região onde ocorrem os migmatitos do Complexo Camboriú, ocorre o Granito Itapema, que compreende biotita-hornblenda monzogranitos a granodioritos. Uma de suas principais características é a presença de um grande volume de xenólitos, majoritariamente de anfibolitos, textural e composicionalmente similar aos dos migmatitos do CC. A principal estrutura do GI é uma foliação de fluxo, marcada por diferentes proporções de minerais máficos (biotita, hornblenda e titanita), xenólitos e autólitos desagregados, que comumente dão origem a trilhas de máficos (*schlieren*). Localmente, nas proximidades dos xenólitos e autólitos, essa foliação fica mais bem marcada e contínua, definindo um bandamento de fluxo, provavelmente formado por gradientes de velocidade durante o fluxo magmático. Essa estrutura planar presente no GI é concordante com o principal bandamento da sequencia metamórfica do CC (S₁), com baixos ângulos de mergulho e direção NE-SW, porém sem a ocorrência de dobras como as descritas nos migmatitos do complexo. Duas fácies principais do GI foram descritas por Rivera et al. (2004), uma heterogranular, e uma equigranular fina a média, sendo que a equigranular apresenta um menor volume de xenólitos.

Os mesmos autores realizaram uma caracterização geoquímica do GI, onde foram identificadas características, como alto teor de Sr, Ba e caráter metaluminoso, que foram interpretados à época como indicativas de uma origem por fusão de uma sequencia shoshonítica ou toleítica. Porém, o baixo conteúdo de álcalis, assim como

Programa de Pós-Graduação em Geociências

a ausência de magmas básicos associados levou estes autores a proporem uma possível origem crustal do GI. No presente trabalho, foram analisadas mais amostras das diferentes fácies do GI, assim como algumas amostras da sequência metamórfica/migmatítica do CC, a fim de identificar a contribuição da fonte nas assinaturas geoquímicas do granito. Altos teores de Ba e Sr foram identificados também nos migmatitos do CC, assim como foi encontrada uma correlação e proposto um modelo para a geração das diferentes fácies do GI. A fácies equigranular mostra altos teores de SiO₂ (>70%), e baixos teores de elementos maiores como MgO, FeOT, CaO e TiO₂, assinaturas geoquímicas compatíveis com líquidos gerados por fusão crustal, como caráter peraluminoso, baixos teores de ETR's, assim como composições similares às de líquidos formados a partir da fusão, na presença de água, de rochas quartzo-feldspáticas nos experimentos de Patiño-Douce (1999). A fácies heterogranular, mostrou menores teores de SiO₂ (65-70%), e teores relativamente maiores de MgO, FeOT, CaO e TiO₂ comparados à fácies equigranular, assim como caráter metaluminoso e teores mais elevados de ETR's. Os migmatitos do CC, por sua vez, mostraram teores ainda mais altos de ETR's do que a fácies heterogranular do GI, caráter metaluminoso e teores igualmente altos de Ba e Sr. Portanto, propõe-se que a fácies heterogranular do GI foi gerada a partir da progressiva desagregação/assimilação dos xenólitos do CC, pelos líquidos com assinatura de fusão crustal (representados pela fácies equigranular do GI, e que seriam mais próximos da composição dos líquidos originais desse sistema). Durante o fluxo magmático, essa interação faz aumentar gradativamente os teores de MgO, FeOT, CaO e TiO₂, ETR's, diminuir os teores de SiO₂, assim como passar de uma assinatura peraluminosa para metaluminosa. Além disso, os diques de extração descritos no complexo também foram analisados, e mostram assinaturas geoquímicas compatíveis com os magmas do Granito Itapema considerando principalmente os teores de elementos maiores.

O Granito Itapema e os diques de extração descritos no CC assemelham-se ainda por sua composição e textura, e pelo grande volume de xenólitos com textura e mineralogia compatível, comumente com feições de fusão parcial. Esses fatores, somados à geometria e orientação dos diques, levaram à interpretação de que o

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Granito Itapema foi originado através dos magmas formados durante a migmatização da sequencia metamórfica do CC, continuamente transportados verticalmente através dos diques de extração até alcançar a câmara magmática do GI.

5.4 Geocronologia

Diversos autores buscaram obter idades, tanto do Granito Itapema, como da migmatização da sequencia metamórfica do Complexo Camboriú. Silva et al. (2000) separou zircões dos gnaisses migmatíticos do CC, e analisou núcleos e bordas dos mesmos utilizando o método U-Pb (SHRIMP). Os núcleos resultaram em idades Paleoproterozoicas (2.0 Ga) e bordas Neoproterozoicas (590 Ma). Silva et al. (2000) interpretou as idades Paleoproterozoicas como idades de cristalização, e as Neoproterozoicas como um “overprint”, com idades menos precisas que as de cristalização, e parcialmente resetadas, por um evento metamórfico hidrotermal de importância regional, provavelmente relacionado ao grande volume de granitóides no Batólito Florianópolis. Basei (2000) datou um granito anatético do CC, e propôs uma interpretação alternativa. Através do método ID-Tims U-Pb em zircão, obteve uma discórdia, com intercepto inferior aparente em 583 ± 23 Ma, interpretado como idade de cristalização, e um (impreciso) intercepto superior em ca. 2800 Ma, interpretado como uma idade herdada. Silva et al. (2002) datou rochas do mesmo afloramento, utilizando U-Pb SHRIMP em zircão, onde obteve idades de 2174 ± 22 Ma nos núcleos dos cristais, e uma idade imprecisa de 860 ± 330 Ma para as bordas. Estes autores continuaram a interpretar as idades Paleoproterozoicas como idades de cristalização, mas também consideraram a possibilidade das bordas dos zircões serem derivadas de novos zircões precipitados a partir de uma fusão Neoproterozóica, e os núcleos representarem idades herdadas, como proposto por Basei (2000). Silva et al. (2005) reaccessou os dados de Silva et al. (2000) visando esclarecer essas contradições nas intepretações das idades. Em um sienogranito

Programa de Pós-Graduação em Geociências

anatético do CC, encontrou núcleos de 2006 ± 3 Ma interpretados como herança, e bordas com ca. 600 Ma, interpretadas, como precipitadas de um líquido anatético. Silva et al., (2005), baseado em relações de campo, descartou as idades próximas de 600 Ma como possíveis idades de cristalização das rochas anatéticas, uma vez que são cortadas por um granito intrusivo datado em 610 ± 6 Ma, e atribuiu essas idades mais uma vez como modificadas por um “overprint” relacionado a um evento anatético Neoproterozoico, mais velho do que 610 ± 6 Ma.

Philipp et al. (2009), datou monazitas (U-Th-Pb EPMA) de leucosomas em gnaisses pelíticos do CC, em que obteve um intervalo entre 650 e 630 Ma, interpretado como idade do metamorfismo do complexo. Basei et al. (2013), baseado em datações U-Pb e isótopos de Hf em leucosomas tonalíticos e anfibolitos do CC, concluiu que o complexo possui uma evolução policíclica, que iniciou com uma acreção juvenil no Arqueano, seguida por diversos eventos de retrabalhamento intracrustal, com início no Paleo- a Meso-arqueano (3.3 a 3.0 Ga), que continuou durante o Neo-arqueano e Paleoproterozoico, e finalizou com um evento anatético Neoproterozoico (0.64 a 0.61 Ga).

Considerando o Granito Itapema, Hartmann et al. (2003) obteve uma discórdia (U-Pb – SHRIMP), com intercepto superior em 2021 ± 14 Ma, interpretado como idades de cristalização, e intercepto inferior em 598 ± 6 Ma, interpretado como uma provável modificação no sistema durante o Neoproterozoico. Basei et al. (2013), buscando relacionar a geração do Granito Itapema com o evento metamórfico/anatético Neoproterozoico reportado pelos autores acima citados, encontrou idades em zircão (U-Pb – SHRIMP) de 637 ± 21 Ma para o Granito Itapema, a qual foi interpretada como idade da anatexia Neoproterozoica.

Dadas as diferentes possibilidades de interpretação e dúvidas a cerca das idades de migmatização do Complexo Camboriú, e da geração do Granito Itapema, no presente trabalho, após uma investigação estrutural detalhada, buscou-se novamente coletar zircões em locais considerados adequados para obter idades confiáveis. Uma primeira tentativa de datação de zircões (U-Pb – LA-ICP-MS) resultou novamente em uma grande quantidade de idades Paleoproterozoicas,

Programa de Pós-Graduação em Geociências

provavelmente herdadas, e idades Neoproterozoicas com margens de erro muito amplas. Uma segunda tentativa buscou separar apenas zircões ígneos, pequenos e bem formados, evitando cristais com morfologia complexa, porém foram encontradas novamente muitas idades menores que 600 Ma, descartadas por serem mais novas do que diversos granitos intrusivos no GI, como o Granito Corre-mar (Martini et al., 2015) e o Granito Serra dos Macacos (Florisbal et al, 2012a).

Dados os problemas reportados nas tentativas de obter idades confiáveis representativas da migmatização do CC e da geração do Granito Itapema utilizando cristais de zircão, buscou-se, no presente trabalho, analisar cristais de titanita bem formados, interpretados como cristalizados durante a fusão parcial do complexo. As titanitas ocorrem amplamente distribuídas nos leucosomas do CC, nos diques de extração e no próprio GI. Novamente, a grande maioria das análises de titanita (U-Pb – LA-ICP-MS) resultou em idades menores que as idades de cristalização dos granitos intrusivos no Complexo, além de uma ampla variação nos valores centrais das idades.

Portanto, é fato que as idades obtidas no Complexo Camboriú, tanto em cristais de zircão como titanita, foram afetadas e provavelmente modificadas por um evento importante durante o Neoproterozoico. Silva et al. (2000), por exemplo, refere-se a um “evento metamórfico hidrotermal de importância regional”. Basei et al. (2013) propõe um amplo período de migmatização na região, entre 640 e 610 Ma. Ambos processos podem ter sido responsáveis pela modificação das razões isotópicas de U-Pb nos zircões e titanitas do CC, potencialmente relacionados com o influxo de água livre no sistema, como sugerido na presente tese. Modificações nas razões isotópicas de U-Pb nesses minerais, foram também reportadas recentemente em outras áreas por Billström et al. (2019) e, atribuídas também, a processos hidrotermais.

As investigações das relações de campo, juntamente com o detalhamento estrutural realizado durante o desenvolvimento da presente tese, detectaram que o controle estrutural da fusão do CC é compatível com o principal *trend* de estruturas relacionadas ao ambiente pós-colisional do final do Ciclo Brasileiro no Sul

Programa de Pós-Graduação em Geociências

do Brasil (em relação à colisão proposta por Martil et al., 2017 em ca. 650 Ma), amplamente descritas na área (Bitencourt e Nardi, 2000, 2004; Florisbal et al., 2012a,b,c; Peternell et al., 2010; Martini et al., 2015), o que sugere que a fusão do CC e a geração do GI ocorreu durante o estágios finais do Neoproterozoico, em um evento anatético mais velho que 610 ± 6 Ma conforme proposto por Silva et al. (2015) e entre 640 e 610 Ma conforme proposto por Basei et al. (2013).

5.5 Considerações Finais

Em suma, a sequência metamórfica do Complexo Camboriú registra um evento de migmatização na presença de água livre (*water-fluxed melting*), em fácies anfíbolito superior, com um importante controle estrutural, responsável pela geração/acumulação/migração/extração de grandes volumes de magma. Estes magmas são eficientemente transportados, juntamente a uma grande carga de xenólitos migmatíticos, através de diques de extração para níveis crustais superiores. Os magmas acumulam-se em uma câmara magmática estruturalmente concordante à sequência metamórfica fundida, e, devido ao fluxo magmático, desagregam e assimilam parcialmente xenólitos e autólitos, dando origem às diferentes fácies e heterogeneidades físicas e químicas descritas no Granito Itapema.

A compatibilidade das estruturas que controlam a fusão/migração dos magmas do CC e do posicionamento do Granito Itapema, com o principal *trend* de estruturas descritas na região, sugere que este evento de migmatização/diferenciação crustal ocorreu durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil, relacionado a um ambiente pós-colisional.

CAPÍTULO 6

Referências bibliográficas

Allibone, A.H., e Norris, R.J., 1992. Segregation of leucogranite microplutons during anatectic deformation: an example from the Taylor Valley, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology* 10, 589-600.

Ashworth, J.R. (ed.) 1985. *Migmatites*.ix + 302 pp. Glasgow, London: Blackie; New York: Chapman & Hall.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Schmus, W.R.V., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 10 (3), 263–274.

Barraud, J., Gardien, V., Allemand, P., Grandjean, P., 2004. Analogue models of melt-flow networks in folding migmatites. *Journal of Structural Geology* 26, 30-324.

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 Res.* 139, 195–221.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *J. Geol. Soc. Lond.* 294, 239–256.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Lopes, A.C., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U–Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Bras. J. Geol.* 43 (3), 427–443.

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.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- 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., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geociênc.* 30 (1), 186–189.
- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America* 125, 1079–1113.
- Castro, A., Corretge, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernandez, C., Patiño Douce, A.E., 2000. Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology* 41, 1471–1488.
- 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. Leopold.* 42, 5-117.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints in melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287–306.
- Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1998. Fluids, P–T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos* 44, 21–36.
- Collins, W.J., Sawyer, E.W., 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 656-579.
- Cruden, A., Koyi, H., Schmelting, H., 1995. Diapiric basal entrainment of mafic into felsic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 131, 321–340.
- Edelman, N. 1949. Structural history of the eastern part of the Gullkrona Basin, SW Finland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 148.
- Erdmann, S., Scaillet, B., Kellett, D. A., 2012. Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments. *Journal of Petrology* 53 (11), 2231-2258.
- Eskola, P., 1933. On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Geól. Finlande* 103, 12-25.
- 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.
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

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., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012a. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Res.* 216, 132–151.

Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., Janasi, V.A., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012b. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal granites, southern Brazil. *Lithos* 153, 53–71.

Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Heaman, L.M., 2012c. 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 Sciences* 39, 24–43.

Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic diorites related to postcollisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519–534.

Genier, F., Bussy, F., Epard, J.L., Baumgartner, L., 2008. Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles-Rouges massif, western Alps. *Lithos* 102, 575–597.

Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., 2006. Neoproterozoic low pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm-Nd evidence. *Precambrian Research* 147, 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 Res.* 170, 157–174.

Harrison, T.M., Watson, E.B., Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35, 635–638.

Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V. 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina – descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia* 6, 93–112.

Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiello, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 477–492.

Hayden, L.A., Watson, E.B., 2007. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 561–568.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Herzberg, C.T., Fyfe, W.S., Carr, M.J., 1983. Density constraints on the formation of the continental mocho and crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 84, 1–5.
- Holmquist, P.J., 1910. The Archaean geology of the coast regions of Stockolm. *Geol. Fören. Stockolm Förh.* 32, 789-912.
- Holmquist, P.J., 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bulletin of the Geological Institute Upsala* 15, 125-148.
- Holmquist, P.J., 1920. Om pegmatitpalingenes och ptygmatisk vecking. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 42. 191-213
- Holmquist, P.J., 1921. Typen und nomenklatur der adergesteine. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 43, 612-631.
- Holness, M., Clemens, J.D., 1999. Partial melting of the Appin quartzite driven by fracture-controlled H₂O infiltration in the aureole of the Ballchulish Igneous Complex, Scottish Highlands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136, 154-168.
- Holness, M.B., Watt, G.R., 2002. The aureole of the Traigh Bhàn na Sgùrra sill, isle of Mull: reaction-driven microcracking during pyrometamorphism. *Journal of Petrology* 43, 511-534.
- Holness, M.B., 2006. Melt–solid dihedral angles of common minerals in natural rocks *Journal of Petrology* 47, 791-800.
- Holness, M.B., 2008. Decoding migmatite microstructures. In: Sawyer, E. W., Brown, M., (eds) *Working with migmatites*. Mineralogical Association of Canada Short Course 38, Quebec City, Quebec, p. 57-76.
- Holtz, F., Johannes, W., 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *Journal of Petrology* 32, 935–958.
- Holtz, F., Roux, J., Behrens, H., Pichavant, M., 2000. Water solubility in silica and quartzofeldspathic melts. *American Mineralogist* 85, 682–686.
- Holtz, F., Johannes, W., Tamic, N., Behrens, H., 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: A reevaluation and implications. *Lithos* 56, 1–14.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29 (3), 599–624.
- Johannes, W., 1985. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In *Migmatites* (J.R. Ashworth, ed.). Blackie, Glasgow, U.K. (36-85).
- Johannes, W., Holtz, F., 1991. Formation and ascent of granitic magmas. *Geologische Rundschau* 80, 225–231.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, (335 pp.).
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Jung, S., Hoernes, S., Mezger, K., 2000. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt — importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos* 51, 153–179.
- Kranck, E.H., 1953. Interpretation of gneiss structures with special reference to Baffin Island. *Proceedings of the Geological Association of Canada* 6, 59-68.
- Laporte, D., 1994. Wetting behavior of partial melts during crustal anatexis: the distribution of hydrous silicic melts in polycrystalline aggregates of quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 486–499.
- Lister, J.R., 1989. Selective withdrawal from a viscous two-layer system. *Journal of Fluid Mechanics* 198, 231–254.
- Lopes, A.P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). (Tese de Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 102 pp.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H., 2011. U/Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a 800 Ma magmatic and 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research* 185 (3-4), 149-163.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortogneisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências* 38 (2), 181-201.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274-275,39-52.
- Martini, A., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2015. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-mar Granite. *Precambrian Research* 261, 25-39.
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Mehnert, K. R., Büsch, W. & Schneider, G., 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 1973, 165–183.
- Michel-Lévy, A., 1893. Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. *Bull. Serv. Carte géol. France* 5 (36), 1-41.
- Mogk, D.W., 1992. Ductile shearing and migmatization at midcrustal levels in an Archean high-grade gneiss belt, Northern Gallatin Range, Montana, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 10, 427–438.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., 2006. Experimental Constraints on TTG Petrogenesis: Implications for Archean Geodynamics. In: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K.C. (Eds.),
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Archean Geodynamics and Environments, Monographs. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 149–178.

Niggli, P., 1942. Das Problem der Granitbildung. Schweiz.Mineral. Petrog. 22, 1-84.

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). J. Geol. Soc. 166, 1075–1084.

Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 202–218.

Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology 39 (4), 689–710.

Petford, N., 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in continental crust: the mantle connection. Journal of Geophysical Research 100, 15735-15744.

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 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.

Powell, R., 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.). Migmatites, Melting and Metamorphism. Shiva, Cheshire, pp. 27–139.

Read, H.H., 1957. The Granite Controversy. Thomas Murby & Co., London, U.K.

Rivera, C.B., 2003. Petrogênese do Granito Itapema, SC: Parâmetros físicos do magma, composição química mineral e evolução reológica do sistema. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 104pp.

Rivera, C.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. Revista Brasileira de Geociências 34(3), 361-372.

Robertson, J.K., Wyllie, P.J., 1971. Rock–water systems, with special reference to the water-deficient region. American Journal of Science 271, 252–277.

Rubatto, D., Hermann, J., Berger, A., Engi, M., 2009. Protracted fluid-induced melting during Barrovian metamorphism in the Central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology 158, 703–722.

Rudnick, R., Fountain, D., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews of Geophysics 33 (3), 267–309.

Programa de Pós-Graduação em Geociências

- Rutter, E.H., 1997. The influence of deformation on the extraction of crustal melts: *In* Deformation- Enhanced Melt Segregation and Metamorphic Fluid Transport (M. Holness, ed.). Mineralogical Society, Series 8. Chapman and Hall, London, U.K. (82-110).
- Sawyer, E. W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 269–279.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 291–309.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. *Canadian Mineralogist*, Special Publication 9. Mineralogical Association of Canada, (386 pp.).
- Sawyer, E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos* 116, 273–286.
- Sawyer, E.W., Cesare, B., Brown, M., 2011. When the continental crust melts. *Elements* Vol. 7, pp. 229-234.
- Sederholm, J.J., 1893. Om berggrundden I södra Finland. *Fennia*, 8.
- Sederholm, J.J., 1897. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. *Bull. Comm. Geól. Finlande* 6, 11-108.
- Sederholm, J.J., 1907. On granite and gneiss. *Bull. Comm. Geól. Finlande* 23, 1-110.
- 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., 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.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D. C. (799 pp.).
- Thompson, A.B., 1983. Fluid-absent metamorphism. *Journal of the Geological Society* 140, 533–547.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York. 450 pp.
- UFRGS, 2000. Mapeamento Geológico 1:25000: Projeto Camboriú, 6 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
-

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Vanderhaegue, O., Teyssier, C., Wysoczanski, R., 1999. Structural and geochronological constraints on the role of partial melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin dome, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36 (6), 917-943

Vanderhaegue, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogeny. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 213-223.

Vernon, R.H., Clarke, G.L., 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, New York.

Vignerresse, J.L., Tikoff, B., 2000. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312, 117-132.

Watson, E.B. & Brenan, J.M., 1987. Fluids in the lithosphere, I: Experimentally determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 497-515.

Watson, E.B., Harrison, T.M., 2005. Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth. *Science* 308, 841-844.

Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* 212-215, 158-188.

Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2012. Tectonic interpretation of metamorphic tectonites: integrating compositional mapping, microstructural analysis and *in situ* monazite dating. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 739-752.

Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R., Maaloe, S., 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 1007-1019.

Wynne-Edwards, H.R., 1963. Flow Folding. *American Journal of Science* 261, 793-814.

Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 471-488.

ANEXOS

CARTAS DE SUBMISSÃO E ACEITE DOS ARTIGOS

ANEXO A

Carta de submissão do artigo 1: “*Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil*” para o periódico Journal of Structural Geology.



Amós Martini <amosmartini@gmail.com>

Successfully received: submission Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil for Journal of Structural Geology

Journal of Structural Geology <EvisSupport@elsevier.com>
Responder a: jsg@elsevier.com
Para: amosmartini@gmail.com

22 de janeiro de 2019 21:47

This message was sent automatically.

Ref: SG_2019_26
Title: Structural control of partial melting and magma extraction in the Camboriú Complex, south Brazil
Journal: Journal of Structural Geology

Dear Ms. Martini,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Structural Geology. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE at http://www.elsevier.com/else/aces/pages/navigation/Nav/Controller.aspx?JRNL_ACR=SG and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Structural Geology

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

ANEXO B

Carta de submissão do artigo 2: “*Water-fluxed melting of the Camboriú Complex: an example of syntectonic mid-crustal anatexis in post-collisional setting*” para o periódico Journal of Metamorphic Geology.

Manuscript submitted - JMG-19-0003  [Caixa de entrada x](#)



Aaron Thomas <onbehalf@manuscriptcentral.com>
para eu, fatimab, Roberto.Weinberg, gdetoni

09:28 (Há 3 minutos) ☆ ↶ ⋮

🌐 Inglês > português Traduzir mensagem

Desativar para: inglês x

24-Jan-2019

Dear Ms. Amós Martini

Thank you for submitting your manuscript on Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional setting from south Brazil to the Journal of Metamorphic Geology. Receipt of your paper is acknowledged, and it has been given the reference No: JMG-19-0003.

Please note that the JMG has a Publication Pack that provides details of the manner in which manuscripts should be submitted to the JMG, how they will be processed by the Journal, and what is expected of authors, editors and reviewers. There is also information provided on how the review process has operated over recent years. You are asked to review this information, and follow the guidelines provided. Any comments you have on these matters would be welcomed by the Editor-in-Chief.

Your manuscript will now be assigned to a handling editor by the EIC. Please note that the review process can take anywhere from three weeks to three months, depending on the availability of reviewers and timeliness for returning reviews. The handling editor will contact you as soon as a decision has been made about the paper.

If you notice a problem with the technical aspect of your paper (files did not upload or convert correctly, something is missing etc), please contact me.

Regards,

Mr. Aaron Thomas
JMGoffice@wiley.com

Submission Confirmation

 Print

Thank you for your submission

Submitted to

Journal of Metamorphic Geology

Manuscript ID

JMG-19-0003

Title

Syntectonic water-fluxed melting of the Camboriú Complex in post-collisional setting from south Brazil

Authors

Martini, Amós
Bitencourt, Maria de Fátima
Weinberg, Roberto
De Toni, Giuseppe

Date Submitted

24-Jan-2019

Programa de Pós-Graduação em Geociências

ANEXO C

Carta de submissão do artigo 3: "*From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil*" para o periódico Lithos.

Acknowledgement of receipt of your submitted article   



Lithos <eesserver@eesmail.elsevier.com>
para eu ▾

15:16 (Há 0 minutos) ☆ ↶ ⋮

🌐 inglês ▾ > português ▾ Traduzir mensagem

Desativar para: inglês x

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

Re: From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil
by Amós Martini; Maria de Fátima Bitencourt; Roberto Weinberg; Giuseppe De Toni
Regular Article

Dear Ms. Martini,

Your submission entitled "From migmatites to magmas - crustal melting and generation of granites in the Camboriu Complex, South Brazil" (Regular Article) has been received by Lithos.

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

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

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management

ANAIS DE CONGRESSOS E SIMPÓSIOS

ANEXO D

Trabalho apresentado no 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, em Florianópolis, 2015.



Florianópolis, Brazil, September 20-25th, 2015

The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks

PT.011

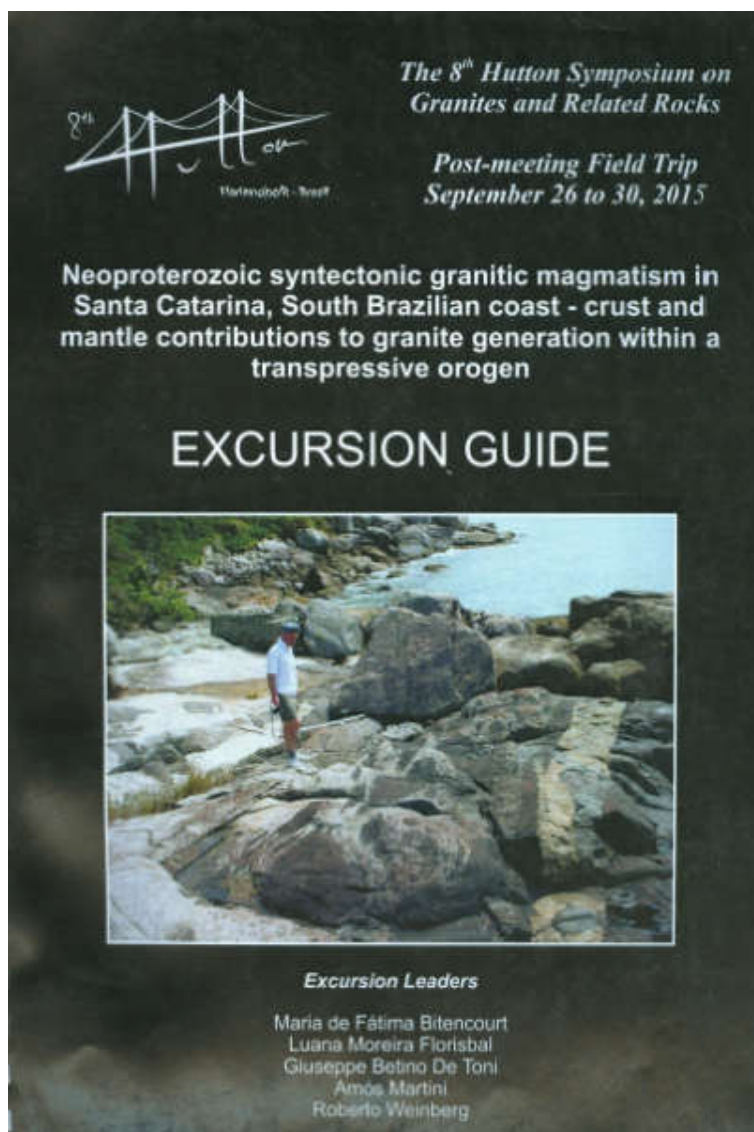
Water-fluxed melting of the Camboriú Complex gneisses to produce the Itapema Granite, Santa Catarina, south Brazil

Martini A¹, De Toni GB¹, Bitencourt MF¹, Weinberg RF - ¹UFRGS

The Camboriú Complex (CC) in the region of Camboriú-Itapema (southern Brazil) comprises ortho- and para-metamorphic rocks as well as magmatic rocks. The CC metamorphic rocks show evidence of pervasive partial melting at upper amphibolite facies conditions, with the generation of large volumes of neosome (leucosome + residue). Key outcrop observations have led to the determination of an active structural control during melting, as well as the possible genetic relation of these rocks with the plutonic part of the complex, named Itapema Granite (IG). The CC metamorphic rocks comprise a thinly-laminated gneissic sequence of tonalitic to granodioritic composition, commonly interleaved with amphibolite bands and calc-silicate lenses. The IG is a large body of ca. 100 km² of hornblende-biotite granodiorite to monzogranite mostly concordant with the CC banding. It is characterized by a large amount of CC xenoliths (~20 fragments/m²) and strong, sub-horizontal flow banding given by different proportions of mafic minerals (biotite, hornblende, titanite), pegmatites, disrupted xenoliths, and *schlieren*. This banding dips gently SE or NW defining symmetrical, upright folds, mostly with SW shallow-plunging axis, observed in a wide range of scales (cm to tens of m). Different styles and degrees of partial melting are observed in the metamorphic protoliths, as well as a diversity of leucosome migration and collection features. Amphibolites exhibit a larger volume of melt relative to the granitic gneisses, reflecting their fertile character. The granitic gneisses begin to melt along the mm-thick banding, resulting in concordant bands and lenses of leucosome. With progressive melting these leucosomes tend to merge, migrating into syn-magmatic shear zones subparallel to the axial planes of folds. More advanced stages of melting of the gneisses lead to widening of the bands, with larger proportion of bands with igneous texture. In contrast, the massive amphibolites start to melt in isolated patches. Euhedral hornblende and titanite are widespread in leucosomes. They are distinct in form and size from their equivalent in the protoliths, and interpreted to be peritectic minerals, as commonly seen in upper amphibolite facies, water-fluxed melting. In advanced stages abundant melt promotes fragmentation and boudinage of amphibolite bands with accumulation of leucosome in dilatant sites eventually resulting in amphibolite breccia. Meter-thick, subvertical leucogranite dikes are locally observed, comprising abundant amphibolite and gneiss fragments. Textural and compositional diagnostic characteristics of IG are observed in these dikes. Some dikes have both abrupt and diffuse contacts with their leucosome-rich host rocks. Diffuse contacts are represented by a net of leucosome veins from the host rocks which are interpreted to be feeding the dike, while the discordant character of sharp contact dikes attests to magma mobility. These dikes are interpreted as channels of magma mobilized from the migmatites to feed the IG collecting site. We conclude that the nature of the CC melting and magma migration/collection, together with compositional compatibility, including the presence of xenoliths of CC in the granite, and concordant structural pattern of both units, suggest that the IG results from partial melting of

ANEXO E

Guia de excursão do 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, realizado em Florianópolis, 2015.



ANEXO F

Trabalho apresentado no 49º Congresso Brasileiro de Geologia, no Rio de Janeiro, 2018.

49º Congresso Brasileiro de Geologia
20 a 24 de agosto de 2018 – Rio de Janeiro

WATER-FLUXED MELTING OF THE CAMBORIÚ COMPLEX, SOUTHERN BRAZIL: STRUCTURAL CONTROL, MICROSTRUCTURES AND MELT-PRODUCING REACTIONS

Amós Martini¹, Maria de Fátima Bitencourt¹, Giuseppe Betino De Toni¹, Roberto Weinberg²

¹UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil; ²Monash University, Australia

The Camboriú Complex (CC) in the region of Camboriú-Itapema (southern Brazil) comprises ortho- and para-metamorphic rocks as well as magmatic rocks. The metamorphic rocks show widespread evidence of structurally controlled partial melting of all rock types at upper amphibolite facies conditions, with the generation, accumulation, and migration of large volumes of neosome (leucosome + residue). The protoliths of these migmatites comprise thinly-laminated gneisses of tonalitic to granodioritic composition, commonly interleaved with amphibolite bands and subordinate calc-silicate rocks and pelitic gneisses. Metamorphic banding dips gently SE or NW defining symmetrical, double-plunging, upright folds, mostly with SW shallow-plunging axis, in a wide range of scales (cm to tens of m). Melting begins along the mm-thick banding, migrating into cm-thick syn-magmatic shear zones subparallel to the axial plane of folds, locally evolving to meter-thick, subvertical leucogranite dikes, interpreted as channels of magma mobilized from the migmatites. At the micro-scale, corroded grains of biotite and hornblende, and rounded crystals of feldspars inside large quartz crystals suggest that these minerals were reactant phases during migmatization, while well-formed crystals of titanite and hornblende inside cusped quartz grains are interpreted as peritectic phases (solid products of melt reactions). Based on mineralogy and microstructures three main reactions are proposed: (1) $Qz + Pl \pm Kfs + Bt + H_2O = Ttn + melt$; (2) $Qz + Pl + Hbl + H_2O = Hbl + melt$; and (3) $Qz + Pl \pm Kfs + Bt + Hbl + H_2O = Ttn + Hbl + melt$. Reactions consuming biotite tend to form Kfs-rich melts and peritectic titanite, while the reactions that consume hornblende tend to form Pl-rich melts and peritectic hornblende. Where both biotite and hornblende are consumed, melts show similar amounts of Kfs and Pl and crystallize peritectic hornblende and titanite. Peritectic hornblende requires at least 2% of H_2O to crystallize, and formation of Al-bearing titanite, suggest high H_2O activity. The Hbl-Pl geothermobarometer was used in order to obtain temperature and pressure during migmatization. Estimated temperatures range between 703 and 744°C and pressures between 3.4 and 4.2 kbar. The widespread melting features in all rock types, large volumes of leucosome associated with relatively low temperature and the nature of the peritectic phases suggest that melting of the Camboriú Complex occurred in the presence of free water (water-fluxed melting). The structural control of the melting process and migration related with symmetrical folding and transposition by syn-magmatic shear zones and dykes points to an interplay of melting and deformational processes which probably assisted exhumation of the complex during the post-collisional stage of the Brasiliano / Pan-African Cycle.

KEYWORDS: WATER-FLUXED MELTING, STRUCTURAL CONTROL, MELTING REACTIONS

ANEXO H

Trabalho apresentado no 49º Congresso Brasileiro de Geologia, no Rio de Janeiro, 2018.

49º Congresso Brasileiro de Geologia
20 a 24 de agosto de 2018 – Rio de Janeiro

**PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO TRANSPRESSIVA NEOPROTEROZOICA
ENTRE A ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO E A FAIXA DE
DOBRAMENTO TIJUCAS, EXTREMO NORTE DO CINTURÃO DOM
FELICIANO, SANTA CATARINA, BRASIL**

Giuseppe B. De Toni¹, Maria de Fátima Bitencourt¹, Amós Martini¹, Pedro H. S. de Andrade¹

¹UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil

Uma correlação cinemática entre o limite norte do Batólito Florianópolis (BF) e a Faixa de Dobramento Tijucas (FDB), Cinturão Dom Feliciano (CDF), é proposta a partir da comparação da geometria, estilo e progressão temporal da deformação de três complexos em um perfil de Bombinhas a Camboriú, SC. Ambos os domínios geotectônicos seguem um *trend* regional NE e localmente preservam foliações de baixo ângulo. O Complexo Porto Belo (CPB) é o embasamento dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), estrutura que delimita o BF do Complexo Brusque (CB). Este compõe a porção supracrustal da FDB, enquanto o Complexo Camboriú (CC) constitui o seu embasamento migmatítico, aflorando no núcleo de uma antiforme regional flanqueada pelas rochas do CB. O CB registra sedimentação e vulcanismo de ambiente de rifte neoproterozoico, deformado e metamorizado em fácies xisto verde a anfibolito. A foliação sub-horizontal (S_1), localmente preservada e acompanhada de lineação mineral/estiramento NW, é afetada por dobras recumbentes assimétricas de eixo horizontal NE-SW, apontando um empurrão para NW. Zonas de cisalhamento discretas (S_2) indicam reativação extensional nos flancos, com abatimento do bloco SE. O CC compreende orto- e parametamorfitos com abundantes feições migmatíticas controladas por estruturas neoproterozoicas, além do Granito Itapema (ca. 640 Ma), interpretado como fruto de sua fusão parcial. As rochas do CC têm S_1 originalmente sub-horizontal, afetada por dobras normais simétricas, com eixo horizontal NE-SW. Lineações e indicadores cinemáticos são raros. Dobras parasíticas em escala de afloramento são simétricas, com charneiras espessadas e flancos rompidos por zonas de cisalhamento sin-magmáticas sub-verticais (S_2) com cinemática oposta nos dois flancos. Estas características apontam um regime dominado por cisalhamento puro. A deformação na ZCMG é registrada em granitos sintectônicos (625-590 Ma) e nas encaixantes do Complexo Porto Belo. Os Granitoides de Quatro Ilhas (GQI) e o Granito Mariscal são as intrusões mais precoces (ca. 625 e 610 Ma), registrando a progressão da tectônica transpressiva de baixo ângulo (S_1) para transcorrência (S_2). Ambos exibem xenólitos tabulares métricos de ortognaisses tonalíticos (magmatismo ca. 800 Ma; metamorfismo ca. 650 Ma), com deformação concordante. Dobras assimétricas apontam vergência para NW e porfiroclastos indicam cisalhamento destrai. Em uma fatia de ca. 150 m de espessura, intercalada com os granitoides, encontra-se um embasamento migmatítico similar ao CC, com relações de mútua intrusão com os GQI, sugestivas de contemporaneidade, e estruturados na fase inicial da ZCMG. Lineações de alta/média obliquidade, dobras isoclinais com charneiras rompidas e *duplex* indicam cinemática oblíqua destrai com topo para NW. As idades semelhantes dos granitoides dos diferentes domínios, combinadas com o padrão estrutural contrastante, apontam a partição da deformação transpressiva durante o período pós-colisional Brasileiro/Pan-africano na região. Na fase colisional foram geradas foliações sub-horizontais de direção nordeste e vergência para NW, comum aos três complexos estudados. A progressão/partição da deformação entre domínios infracrustais de cisalhamento oblíquo a transcorrente (ZCMG) e contracional (CC), culminou com a exumação do CC e o colapso extensional da supraestrutura (CB). Adicionalmente, a semelhança entre os embasamentos dos domínios sugere sua continuidade física pré-colisional, desafiando os modelos acrescionários anteriormente propostos.

PALAVRAS-CHAVE: TRANSPRESSÃO OBLÍQUA, COLISÃO, GONDWANA

Programa de Pós-Graduação em Geociências

ANEXO I

Trabalho apresentado no “Primer Simposio de tectônica Sudamericana, Santiago, Chile, 2016.

Primer simposio de tectônica Sudamericana

Santiago, Chile, 2016

Structural control of partial melting of the Camboriú Complex and emplacement of the Itapema Granite

Amós Martini; Maria de Fátima Bitencourt; Roberto F. Weinberg

The Camboriú Complex (CC) in the region of Camboriú-Itapema (southern Brazil) comprises ortho- and para-metamorphic rocks as well as magmatic rocks. The CC metamorphic rocks show evidence of pervasive partial melting at upper amphibolite facies conditions, with the generation of large volumes of neosome (leucosome + residue). Key outcrop observations have lead to the determination of an active structural control during melting, as well as the possible genetic relation of these rocks with the plutonic part of the complex, named Itapema Granite (IG). The CC metamorphic rocks comprise a thinly-laminated gneissic sequence of tonalitic to granodioritic composition, commonly interleaved with amphibolite bands, pelitic and calc-silicate lenses. The IG is a largebody of ca. 100 km² of hornblende-biotitegranodiorite to monzogranite mostly concordant with the CC banding. It is characterized by a large amount of xenoliths (~20 fragments/m²) and well-developed, sub-horizontal flow banding. The CC metamorphic banding dips gently to SE or NW defining symmetrical, upright folds double-plunging geometry, mostly with SW shallow-plunging axis, observed in a wide range of scales (cm to tens of m). At some outcrops, there is a transition from the metamorphic to the igneous part of the complex. From N to S, the amount of liquid generated by partial melting increases, evidenced by progressive disruption of the folded banding, and by the formation of mappable bands of IG. The melting begins along the mm-thick banding, migrating into syn-magmatic shear zones subparallel to the axial planes of folds, locally evolving to meter-thick, subvertical leucogranite dikes, interpreted as channels of magma mobilized from the migmatite to feed the IG. We conclude that these features suggest that melting occurred during folding and that there was a structural control of the migmatization, as well as of the emplacement of the IG. We conclude further that anatexis of the CC produced magmas that accumulated to form the IG. This is based on the nature of the migmatization of the CC, patterns of magma migration, together with compositional compatibility, including the presence of xenoliths of CC in the granite.

ANEXO J

Trabalho apresentado no “Primer Simposio de tectônica Sudamericana, Santiago, Chile, 2016.

Primer simposio de tectônica Sudamericana


Santiago, Chile, 2016

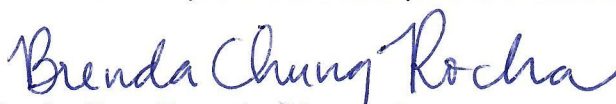
Oblique transpression and strain partitioning between the Major Gercino Shear Zone and the Camboriú Complex, northern Dom Feliciano Belt, Catarinense Shield, Southern Brazil

De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Martini, A., Andrade, P.H.S.

The Major Gercino Shear Zone (MGSZ) is the limit between the Florianópolis Batolith (FB) and the Tijucas Fold and Thrust Belt (TB), in the northern Dom Feliciano Belt. Both domains follows a NE regional trend and presents an original flat-lying foliation dipping to SE. The Camboriú Complex (CC) is the TB basement, outcropping as core of a regional antiform flanked by supracrustals. It comprises paleoproterozoic orthogneisses and amphibolites with abundant neoproterozoic migmatitic features, and a xenolith-rich, banded biotite-hornblende granodiorite to monzogranite (Itapema Granite; 640 ± 21 Ma; U-Pb zircon SHRIMP). Field evidences suggests that the Itapema Granite is the product of its host rocks partial melt. It also presents a concordant structure with the whole CC, which is folded according to a subvertical axial plane striking NE, with a subhorizontal double-plunging axis to SW-NE. Parasitic folds at outcrop scale are generally symmetric, with thickened hinges and disruption by synmagmatic shear zones with opposite shear senses on both hinge sides. Lineations and unequivocal kinematic indicators are rare. This setting is suggestive of pure shear. The progressive deformation within MGSZ is registered by syntectonic granites and its host rocks. The Quatrollhas Granitoids (QIG; 625 ± 7 Ma; U-Pb zircon LA-ICP-MS) and Mariscal Granite are the early magmatic pulses of MGSZ, and presents some m-scale tabular xenoliths of tonalitic orthogneisses (799 ± 8 Ma; U-Pb zircon LA-ICP-MS). The structures of these units are concordant. Even disrupted gneisses fragments are coherent. These rocks are asymmetrically NW-verging folded, with both axis and stretching/mineral lineation parallel, rake ranging from 0° to 45° to SW. When observed on XZ plane dextral kinematic indicators are seen. Rocks presenting migmatization features, very similar to CC, are locally observed as slices of until 150 m wide, interleaved with the MGSZ granitoids. The internal structure of those slices is concordant with MGSZ trend, isoclinally folded, with parallel axis and lineation, rake from 0° to 45° and kinematic indicators of oblique, dextral, to NW vergence. The late-stages of shearing along MGSZ progresses through dextral transurrence, as registered by synkinematic intrusions. The close ages of early granitoids along MGSZ and in the CC, together with the contrasting structural pattern, suggests strain partitioning of an oblique transpression regime between a dominantly contractional domain (CC) and an oblique simple shear domain (MGSZ). Additionally, the similarity between both domains' basement suggests the physical continuity of them since the Paleoproterozoic.

ATA Nº 003/2019

As quatorze horas do dia onze de fevereiro de dois mil e dezenove no Anfiteatro do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO, no Campus do Vale, reuniu-se a Comissão Examinadora constituída pelos doutores: Brenda Chung da Rocha (Universidade de São Paulo - USP), Renata da Silva Schmitt (Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ) e Edinei Koester (PPGGEO/UFRGS), para defesa da tese intitulada **“MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ, SC: CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E GÊNESE DO GRANITO ITAPEMA”**, a que se submete **AMÓS MARTINI** depois de haver cumprido as exigências regulamentares do Programa. O Coordenador do Programa Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição fez a abertura da sessão e passou a presidência dos trabalhos a Orientadora Profa. Dra. Maria de Fatima Aparecida Saraiva Bitencourt, conforme o previsto no artigo 69 do Regimento do Programa. O candidato fez a apresentação do seu trabalho e a seguir foi arguido pelos membros da Comissão Examinadora. Às dezessete horas e quarenta e cinco minutos a sessão foi suspensa por cinco minutos para julgamento e atribuição dos conceitos, que foram os seguintes: Brenda Chung da Rocha “A” (EXCELENTE), Renata da Silva Schmitt “A” (EXCELENTE), e Edinei Koester “A” (EXCELENTE). Face aos conceitos foi conferido ao candidato o grau de **DOUTOR EM CIÊNCIAS** pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As dezessete horas e cinquenta minutos a sessão foi encerrada, do que para constar, eu,  Leticia Maria Barbosa, lavrei a presente Ata que é assinada pela Comissão Examinadora.



Profa. Dra. Brenda Chung da Rocha



Profa. Dra. Renata da Silva Schmitt



Prof. Dr. Edinei Koester



Profa. Dra. Maria de Fatima Aparecida Saraiva Bitencourt

(Presidente)

ANEXO I

Título da Dissertação:

**"MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ,
SC: CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E
GÊNESE DO GRANITO ITAPEMA"**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Amós Martini**

Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. Edinei Koester

Data: 11 de fevereiro de 2019

Conceito: "A" (Excelente)

PARECER:

Em anexo.



Parecer

Porto Alegre, 11 de fevereiro de 2019

PPGGeo – UFRGS

Amós Martini

Tese de Doutorado – “MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ, SC: CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E GÊNESE DO GRANITO ITAPEMA”

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

Co-orientador – Prof. Dr. Roberto W. Weimberg

A tese de doutorado acima citada apresenta uma revisão sobre o estado da arte do foco principal do estudo, os migmatitos. Essa revisão muito bem apresentada e estruturada insere o leitor no assunto que é apresentado no corpo principal da tese, que são os três manuscritos submetidos a revistas científicas, com diferentes enfoques, quais sejam, geologia estrutural, condições de P e T e geoquímica. Destaca-se o texto integrador no final do corpo principal, apresentando um fechamento sobre os dados obtidos na presente tese. A área de estudo, o Complexo Camboriú e o Granito Itapema são apresentados ao leitor de forma clara no capítulo 3, e nos respectivos artigos, onde são então apresentados os resultados das metodologias empregadas, bem como discussões e conclusões pertinentes.

Sob ponto de vista de forma do trabalho, o mesmo apresenta uma excelente organização e de fácil leitura. Pequenos ajustes podem ser propostos, como qualificação de figuras que na sua impressão final ficaram ilegíveis (e.g. pag. 11, 48), figuras sem identificação de “a” ou “b” (e.g. pag. 34) ou nas legendas (e.g. 37), inserção de siglas de minerais nas fotos de lâminas petrográficas (e.g. pag. 54), organização nas citações de referências no texto em ordem de publicação, ajustes na gramática (e.g. pag. 28, 50) e textos em itálico (e.g. pag. 25). Cabe aqui destacar a qualidade das figuras (em termos geológicos), com diversos croquis de afloramentos, detalhes de lâminas petrográficas e modelo esquemático de evolução dos migmatitos estudados, que ajudam ao leitor a entender a interpretação e ideias apresentadas no texto e são fundamentais na qualidade final do trabalho.

Sob ponto de vista de conteúdo relacionado ao Complexo Camboriú e Granito Itapema, os artigos trazem uma grande quantidade de dados novos, sempre integrando com alguns já apresentados na literatura. Alguns pontos poderiam ser melhor explorados, como por exemplo, a questão de química mineral e geotermobarometria, com comparações entre as rochas do Complexo Camboriú e Granito Itapema, e ainda as questões de fontes do Granito Itapema, onde a presença de rochas metassedimentares poderiam ser abordadas. A geocronologia das unidades em estudo, como demonstrado no trabalho, tem sido debatido ao longo dos últimos anos, e sucintam alguns questionamentos a partir da discussão apresentadas no final do texto, de qual o real significado de idades “novas (< 610 Ma)” dessas rochas, mas que com certeza serão alvos de estudos detalhadas no futuro pelo grupo de pesquisa. De qualquer forma, as discussões apresentadas já contribuem de forma qualificada para a definição de um cenário atualizado do complexo e do granito.

A apresentação ao público foi muito boa, com uma exposição que resumiu os principais aspectos envolvidos na tese.

Assim, diante de uma boa revisão das metodologias, conceitos, discussão e interpretação de trabalho de migmatitos e geração de granitos, conforme apresentados nessa Tese de Doutorado, fica demonstrado que Amós Martini está apto ao título de doutor, tendo conceito final “A (excelente)”.



Edinei Koester

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

ANEXO I

Título da Dissertação:

**“MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ,
SC: CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E
GÊNESE DO GRANITO ITAPEMA”**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Amós Martini**

Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinadora: Profa. Dra. Brenda Chung da Rocha

Data:

11/02/2019

Conceito:

(A) Excelente

PARECER:

O presente trabalho descreve de maneira detalhada a origem e evolução do processo de fusão parcial em migmatitos de alto grau do Complexo Camboriú e sua relação genética com o Granito Itapema. A área de estudo está situada no Cinturão Dom Feliciano, entre duas importantes zonas de cisalhamento regionais, e localizada no litoral norte do estado de Santa Catarina. Foi utilizada uma abordagem integrada de dados de campo envolvendo mapeamento geológico de detalhe, com geologia estrutural, petrografia, química mineral e geoquímica. É apresentado um modelo evolutivo 3D ilustrando o controle estrutural do processo de fusão parcial, desde a formação dos primeiros bolsões de fundido in situ, até as primeiras etapas de segregação, migração, resultando na extração na forma de diques até a geração do Granito Itapema. A presente tese é apresentada em forma de três artigos científicos submetidos para revistas renomadas no tema da pesquisa, todas com conceito A1, o que é considerado um excelente resultado e atesta que os objetivos centrais do projeto foram atingidos. O presente trabalho é de grande relevância para o entendimento do processo de fusão parcial in situ por influxo de água na geração de corpos graníticos. A redação do texto está no geral muito boa, tanto em português como em inglês, porém faço algumas sugestões com relação à normas de escrita no pdf comentado. Adicionalmente, faço alguns comentários com relação à fundamentação teórica de migmatitos, a forma de apresentação de alguns resultados, bem como o tratamento e interpretação dos dados, mas que são em geral secundárias e buscam contribuir de maneira construtiva com a melhoria do trabalho.

Assinatura: *Brenda Chung Rocha*

Data: *11/02/19*

Ciente do Orientador: *[Signature]*

Ciente do Aluno: *Amós Matôni*

ANEXO I
Título da Dissertação:
“MIGMATITOS E A GERAÇÃO DE GRANITOS NO COMPLEXO CAMBORIÚ, SC: CONTROLE ESTRUTURAL, CONDIÇÕES DE FUSÃO DA CROSTA E GÊNESE DO GRANITO ITAPEMA”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Amós Martini
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt
Examinadora: Profa. Dra. Renata da Silva Schmitt
Data: 11/02/2019
Conceito: A (EXCELENTE)
PARECER:
<p>A tese de doutorado de Amós Martini está muito bem estruturada entorno do tema principal que consiste na investigação detalhada da origem de magmas graníticos <i>in loco</i> no Complexo Camboriú. Trata-se de uma exposição rara do registro geológico da fonte (rochas metamórficas migmatíticas) e do produto gerado (rocha ígnea). A tese tem uma abordagem multidisciplinar, segmentada em três artigos: (1) arcabouço estrutural das unidades e rotas de migração da fusão; (2) caracterização das reações metamórficas e da presença de água livre no sistema; (3) petrogênese do granito Itapema e correlação geoquímica/estrutural com os migmatitos (fonte). Além da apresentação dos resultados e interpretações acerca das diversas técnicas aplicadas, o autor ainda fornece dois capítulos com o estado da arte sobre migmatitos e a geologia regional. Assim, considero que obteve enorme sucesso em ceder todas as ferramentas necessárias para a avaliação de sua tese enriquecendo o debate científico sobre o tema.</p> <p>Com relação à forma, o trabalho está bem redigido com erros mínimos de digitação e poucas repetições. Algumas figuras estão em baixa qualidade (ex. pg.44), outras sem referencia na legenda (pg.50) e outras ainda em inglês (ex. pg. 61), mas isso não comprometeu a avaliação e análise do tema exposto. As fotos poderiam ser colocadas em tamanho maior e uma seção geológica regional no mapa da área seria importante. Os capítulos 1 e 2 estão excelentes. O capítulo introdutório exhibe uma ideia geral do problema e da estrutura da tese. O capítulo 2 mostra uma revisão aprofundada e atual sobre migmatitos. O capítulo de geologia regional está um pouco aquém do nível da tese, parecendo ser um precário e superficial. Alguém poderia argumentar que o foco da tese são os processos geológicos e não a regional, todavia faltam informações relevantes mais detalhadas como as paragêneses obtidas para as demais unidades litoestratigráficas, as condições PT calculadas por outros autores e um maior aprofundamento no tema geocronológico, que é apresentado igualmente em cada artigo e no capítulo final, onde parece estar deslocado. Apesar disso, o capítulo final integra os três artigos e o restante da tese fazendo uma interessante costura em que finaliza com chave de ouro o trabalho. Todos os objetivos ressaltados na página 9 foram alcançados, portanto é um resultado excelente.</p> <p>Com relação ao debate científico, a tese mostra a maturidade e conhecimento profundo do autor. O primeiro artigo aborda o arcabouço estrutural do sistema migmatito-granito e como essa estrutura permitiu a migração da fusão. O modelo final comprova que a migração dos fluidos na forma de diques de extração é facilitada pela deformação sin-D2 onde as dobras apertadas F2 desenvolvem</p>

foliação S2 descontinua plano axial, utilizada como condutos. A tese mostra com clareza que a fusão e migração ocorre cedo- a sin-F2. O autor poderia ter discutido mais a competição entre os processos de *strain hardening* e *strain softening* nos estágios de fusão/deformação. Como a fusão acomodaria o *stress* fazendo o material ficar mais *soft*? E a medida que migra e cristaliza, mais *hard*? Outro ponto é que se aplicarmos o mecanismo de *flexural flow shearing* para as dobras F2, o sentido de cisalhamento exibido na figura 5 teria que ser o oposto. A qual mecanismo atribui esse o sentido distinto? Mesmo com essas ressalvas, o autor discute muito bem a transferência de magma durante a deformação. Em especial a influencia de camadas mais competentes na formação de diques brechados. Poderia também citar a pressão de fluidos como responsável por essa feição interessante nos diques. Ao final conclui que a migração ocorre durante F2 num sistema transpressivo. Todavia seria interessante abordar também como num sistema compressional os diques conseguem espaço para migrar ortogonalmente aos presumíveis esforços tectônicos. A tese parcialmente responde a isso quando define as zonas de charneira como sítios de *low strain*, mas mesmo assim poder-se-ia esperar fraturas paralelas aos esforços se formando no sistema. De qualquer forma, o artigo esta excelente e o modelo muito bem argumentado. O segundo artigo foca nas reações metamórficas que geraram a fusão, as condições PT e a influência do mecanismo de *water-fluxed melting*. A estrutura esta boa, com exceção do item 7.1 que deveria ser apresentado anteriormente nos resultados e não nas discussões. Os dados são coerentes e compatíveis com as conclusões dos autores e a figura 10 é a síntese desta contribuição. Contudo, poder-se-ia gerar uma figura final agregando um diagrama PT com dados adicionais da região corroborando com os pares utilizados e as feições microtectônicas analisadas. O terceiro artigo é o melhor de todos, mostrando com clareza um raro exemplo no registro geológico em que temos a fonte e o produto magmático lado a lado. A figura 12 é integradora mostrando de maneira magnifica as feições de campo e de lâmina petrográfica num modelo evolutivo onde se observa lateralmente os processos ocorrendo ao mesmo tempo. A geoquímica em rocha total e a mineralogia corroboram com este modelo também.

Concluindo o parecer, considero a tese excelente por ser uma abordagem multidisciplinar e integradora de um tema secular na geologia que fornece uma contribuição impar ao desenvolver ferramentas e elencar evidencias para comprovar a relação fonte-magma num mesmo sitio geológico. Além disso, a maturidade do trabalho permite elencar também os caminhos a serem seguidos (técnicas e ferramentas científicas) para elucidar questionamentos maiores tais como: (a) como gerar espaço na crosta inferior/media para migração de magmas; (b) quais a fonte de água e calor para ambientes crustais sin- a pós-colisionais; (c) até onde pode-se modelar fontes graníticas a partir da crosta rasa; entre muitas outras perguntas.

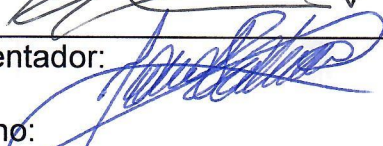
Assinatura:



Data:

11/2/19

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:

Amélia Monteiro