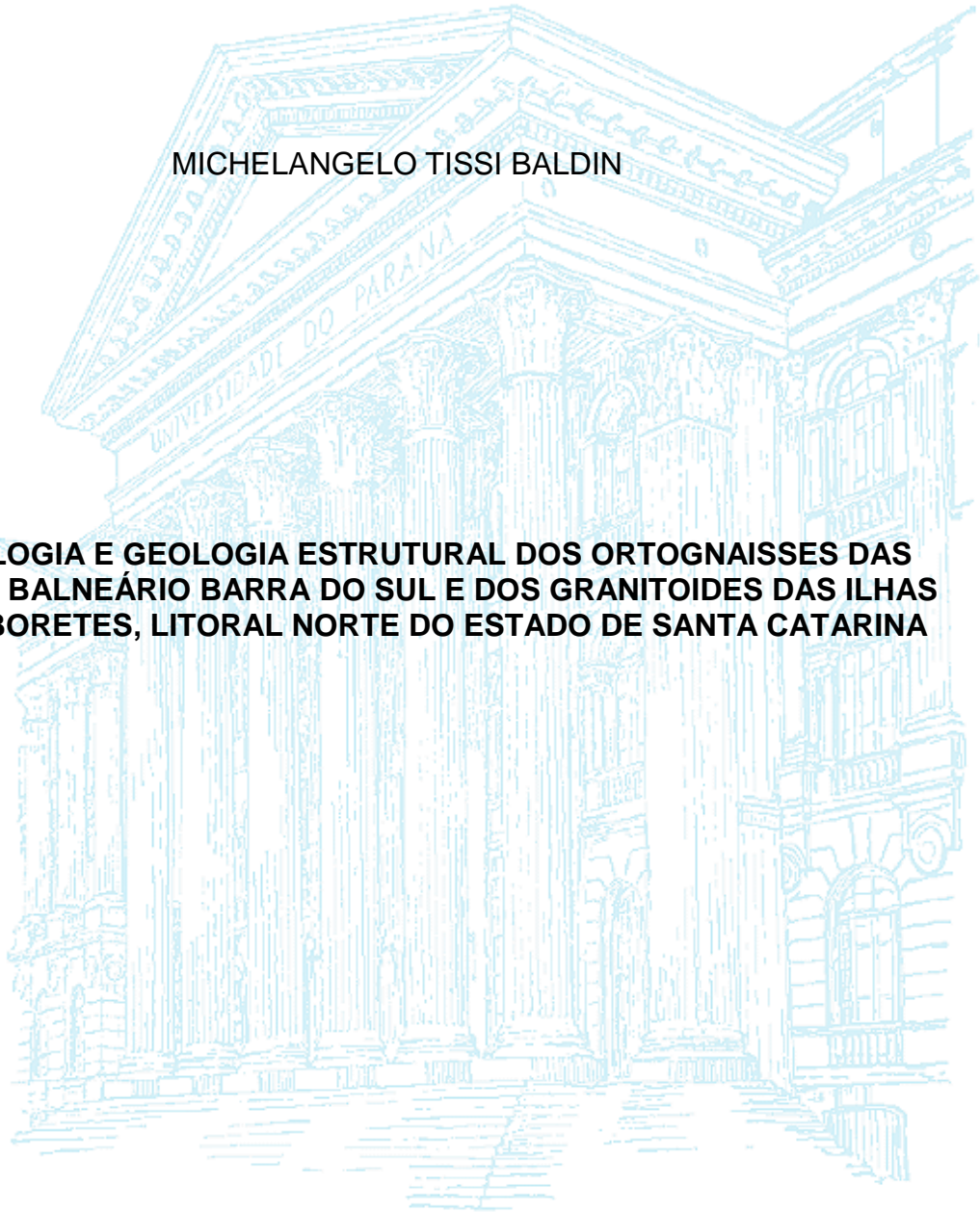


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MICHELANGELO TISSI BALDIN

**PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS ORTOGNAISSES DAS  
ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DOS GRANITOIDES DAS ILHAS  
DE TAMBORETES, LITORAL NORTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA**



CURITIBA  
2014

MICHELANGELO TISSI BALDIN

**PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS ORTOGNAISSES DAS  
ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DOS GRANITOIDES DAS ILHAS  
DE TAMBORETES, LITORAL NORTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória e Linha de Pesquisa em Geologia Regional e Geotectônica, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como documento para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros  
Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA  
2014

---

B177p

Baldin, Michelangelo Tissi.

Petrologia e geologia estrutural dos ortognaisses das ilhas de Balneário Barra do Sul e dos granitoides das ilhas de Tamboretas, litoral norte do Estado de Santa Catarina. / Michelangelo Tissi Baldin. – Curitiba, 2014. 190f. : il. [algumas color.]; 30 cm.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2014.

Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros. – Co-orientador: Leonardo Fadel Cury.

Bibliografia: p. 142-163.

1. Geologia – Santa Catarina. 2. Petrologia. I. Barros, Carlos Eduardo de Mesquita. II. Cury, Leonardo Fadel. III. Universidade Federal do Paraná. VI. Título.

CDD:552

---

## TERMO DE APROVAÇÃO


### MICHELANGELO TISSI BALDIN

*“Significado geotectônico das rochas metamórficas de São Francisco do Sul e Balneário Barra do Sul no Estado de Santa Catarina”*

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:

  
Prof.<sup>a</sup> Dra. Renata da Silva Schmitt - UFRJ

  
Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR

  
Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR  
Presidente

Curitiba, 10 de junho de 2014.

Aos meus pais Rogério e Ofélia.

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de expressar aqui os meus agradecimentos a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para esta pesquisa.

Ao professor e orientador Carlos Eduardo de Mesquita Barros por ter aceitado me orientar durante este trabalho e por acreditar na minha pesquisa.

Ao professor e co-orientador Leonardo Fadel Cury pelos dados de campo, apoio e conselhos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e ao Departamento de Geologia pelo suporte técnico, oportunidade e pela infra-estrutura.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação.

Aos professores Dr. Alberto Pio Fiori, Dr. Elvo Fassbinder, Dr. João Carlos Biondi, Dr. Luiz Alberto Fernandes e Dra. Maria Cristina de Souza pelas disciplinas ofertadas.

Ao REUNI e a CAPES pela bolsa de mestrado.

Ao Laboratório de Laminação (LAMIN) e ao funcionário técnico Adilson Antônio Dalagassa pela confecção das lâminas delgadas.

À minha família, pelo apoio e compreensão nos momentos estressantes.

Aos amigos e colegas que disponibilizaram seus materiais, e todos os que mantiveram um ambiente cordial durante a realização dos trabalhos.

## A Eternidade

Achada, é verdade?  
Quem? A Eternidade.  
É o mar que se evade  
Com o sol à tarde.

Alma sentinela  
Murmura teu rogo  
De noite tão nula  
E um dia de fogo.

A humanos sufrágios,  
E impulsos comuns  
Que então te vantagens  
E voes segundo...

Pois que apenas delas,  
Brasas de cetim,  
O Dever se exala  
Sem dizer-se: enfim.

Nada de esperança,  
E nenhum *oriétur*.  
Ciência em paciência,  
Só o suplício é certo.

Achada, é verdade?  
Quem? A Eternidade.  
É o mar que se evade  
Com o sol à tarde.

Arthur Rimbaud

## RESUMO

As rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e Tamboretas afloram na porção nordeste do Estado de Santa Catarina e estão distribuídas ao longo de uma faixa alongada segundo a direção geral N15-20E. Compreendem a região norte do Cinturão Dom Feliciano, a leste da Microplaca Luís Alves e são compostas por unidades geológicas pertencentes ao Terreno Paranaguá. Este trabalho tem como objetivos entender a evolução metamórfica da região; discutir os mecanismos de deformação atuantes na área; investigar a petrogênese do protólito e contribuir para o entendimento do arranjo estrutural das rochas de estudo. A investigação foi desenvolvida através de estudos de campo, petrografia, análise estrutural e geoquímica. As ilhas dos Remédios e Feia pertencem ao Complexo São Francisco do Sul e são compostas por granodioritos, monzogranitos e sienitos. As rochas apresentam aspecto gnáissico e foram classificadas como pertencentes à série dos milonitos. Possuem caráter cálcio-alcálico e álcali-cálcico, com termos metaluminosos a fracamente peraluminosos. Mostram características de arco magmático continental, que se enquadram nos granitos do tipo I Cordilheirano, a despeito da assinatura cálcio-alcálica de alto K. As ilhas de Tamboretas são formadas pela Ilha do Norte, Ilha do Porto, Ilha do Meio, Ilha Rema e Ilha do Sul. As rochas podem estar associadas com a Suíte Morro Inglês e são caracterizadas por composição monzogranítica. Observam-se granitos porfiríticos pouco deformados e foliados, granitos protomiloníticos, granitos miloníticos e granitos ultramiloníticos. Também ocorrem diques aplíticos e de diabásio. Os principais indicadores cinemáticos mostraram movimentação sinistral para a foliação de alto ângulo  $S_{n+1}$ . As análises químicas caracterizam uma assinatura álcali-cálcica com termos peraluminosos a metaluminosos e definem uma sequência shoshonítica a cálcio-alcálica de alto K. Os granitoides correspondem aos granitos do tipo I Cordilheirano, associados a arcos magmáticos maduros e modificados pela contaminação crustal.

Palavras-chave: Milonitos. Granitos tipo I. Magmatismo cálcio-alcálico de alto K.



## ABSTRACT

The rocks of islands of Balneário Barra do Sul and Tamboretes outcrop in the northeastern portion of the State of Santa Catarina and are distributed along an elongated strip under the general direction N15-20E. Comprise the northern part of the Dom Feliciano Belt, east of Luís Alves Microplate and consist of geological units belonging to Terrane Paranaguá. This study aims to understand the metamorphic evolution of the region; discuss the mechanisms of active deformation in the area; investigate the protolith petrogenesis and contribute to the understanding of the structural arrangement of the rocks studied. The research was developed through field studies, petrography, geochemistry and structural analysis. The islands of Remédios and Feia belong to São Francisco do Sul Complex and are composed of granodiorites, monzogranites and syenites. The gneissic rocks present aspect and were classified as belonging to the series of mylonites. Have character calcium-alkali and alkali-calcic, metaluminous to weakly peraluminous terms. Show characteristics of continental magmatic arc that fit the I type granites Cordilheirano, despite the calc-alkaline signature high K. The islands of Tamboretes are formed by the Ilha do Norte, Ilha do Porto, Ilha do Meio, Ilha Rema and Ilha do Sul. Rocks can be associated with the Morro Inglês Suite and are characterized by monzogranitic composition. Porphyritic granites are observed slightly deformed and foliated, protomylonitic granites, mylonitic granites and ultramylonitic granites. Aplitic and diabase dikes also occur. The main kinematic indicators showed sinistral movement for high-angle foliation  $S_{n+1}$ . Chemical analyzes featuring a signature with alkali-calcic peraluminous to metaluminous terms and define a shoshonitic sequence of calc-alkaline granitoids high K. The granitoids correspond to the I type granites Cordilheirano, associated with mature magmatic arcs and modified by crustal contamination.

Keywords: Mylonites. I type granites. High K calc-alkaline magmatism.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa tectônico simplificado do leste catarinense, destacando as ilhas de estudo (Adaptado de: Carta Geológica SG. 22-Z-B; FOLHA JOINVILLE – CPRM 2011).....	2
FIGURA 2 – Localização da área de estudo (Fonte: Folha Topográfica de Araquari – SG-22-Z-B-II-4/MI-2870-4 (escala 1:50.000, IBGE – 1981)).....	3
FIGURA 3 – Costões rochosos do Arquipélago de Tamboretas .....	4
FIGURA 4 – Mapa geológico-geotectônico do Escudo Catarinense (Fonte: Adaptado de HARTMANN <i>et al.</i> , 2003).....	11
FIGURA 5 – Esboço geológico da região sudeste do Brasil (Fonte: Adaptado de CURY, 2009).....	12
FIGURA 6 – O Cinturão Dom Feliciano localizado na porção sul da Província Mantiqueira (Fonte: HEILBRON <i>et al.</i> , 2004).....	13
FIGURA 7 – Classificação de tectonitos gerados em zonas de cisalhamento e/ou em falhas (SIBSON, 1977).....	27
FIGURA 8 – A) Representação dos mecanismos de cisalhamento dominantes em nível estrutural superior e inferior. B) Distribuição dos principais tipos de rochas de falha gerados com a profundidade. (Adaptado de: TROUW <i>et al.</i> , 2010).....	29
FIGURA 9 – Estrutura idealizada da crosta continental (CARTER e TSENN, 1987).....	31
FIGURA 10 – Fluxograma ilustrando a relação entre controle ambiental e litológico com processos durante a deformação das rochas (Adaptado de: MESQUITA, 1991). .....	34
FIGURA 11 – Mapa Geológico simplificado da Ilha dos Remédios.....	42
FIGURA 12 – Mapa Geológico simplificado da Ilha Feia .....	43
FIGURA 13 – A) Aspecto macroscópico do gnaiss protomilonítico; B) Gnaiss milonítico com bandamento composicional homogêneo de geometria planar, composto por níveis formados por minerais félsicos intercalados com níveis de minerais máficos .....	45

FIGURA 14 – Fotomicrografias do ortognaisse protomilonítico. A) Recristalização dinâmica por <i>bulging</i> e nucleação em quartzo (LPC, lâmina MTB – 34 C); B) Microclínio com pertitas em chama e microfraturas oblíquas (LPC, lâmina MTB – 22). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato.....	48
FIGURA 15 – Fotomicrografias do ortognaisse milonítico. A) Cristais de quartzo fortemente orientados e estirados definindo a foliação milonítica Sn (LPC, lâmina MTB – 1); B) Cristais finos de biotita anastomosados e estirados contornando um porfiroclasto (5 mm) de microclínio pertítico (LPC, lâmina MTB – 13). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita .....	52
FIGURA 16 – A) Enclave metaultramáfico anguloso em meio ao ortognaisse protomilonítico da Ilha Feia. B) Enclaves metaultramáficos de formato interdigitado (esquerda da foto) e circular (direita da foto) na região sudoeste da Ilha dos Remédios.....	54
FIGURA 17 – Fotomicrografia de metapiroxenito evidenciando textura granoblástica definida pelos cristais de augita (LPC, lâmina MTB – 04 B). LEGENDA: Px – piroxênio.....	55
FIGURA 18 – Enclaves anfibolíticos circulares e estirados localizados na parte oeste da ilha Feia .....	56
FIGURA 19 – Fotomicrografia do enclave anfibolítico mostrando granulação média e foliação moderada definida pelos cristais de hornblenda e labradorita (LPC, lâmina MTB – 34). LEGENDA: Hb – hornblenda; Plag – plagioclásio....	57
FIGURA 20 – Enclave gnáissico de formato irregular na porção oeste da ilha Feia .....	59
FIGURA 21 – Enclave gnáissico subarredondado caracterizado pelo bandamento milimétrico de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos .....	59
FIGURA 22 – Ortognaisse milonítico da parte oeste da Ilha dos Remédios mostrando foliação Sn de caráter penetrativo .....	61
FIGURA 23 – Foliação milonítica Sn em ortognaises com desenvolvimento de um bandamento composicional subparalelo, localmente irregular, de espaçamento milimétrico a centimétrico .....	62

FIGURA 24 – Diagramas estruturais da foliação $S_n$ para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 20$ .....	62
FIGURA 25 – Dobras associadas ao evento $D_n$ . A) Dobras fechadas, cilíndricas, assimétricas e heterogêneas. B) Ortognaisse milonítico da porção oeste da ilha dos Remédios exibindo dobras intrafoliais centimétricas.....	64
FIGURA 26 – Ortognaisse protomilonítico da ilha dos Remédios com foliação $S_{n+1}$ de caráter penetrativo, evidenciada pela orientação preferencial de minerais félsicos e máficos.....	65
FIGURA 27 – Dobra associada ao evento $D_{n+1}$ . Dobra aberta no ortognaisse milonítico com eixo $L_{bn+1}$ de mergulho baixo .....	65
FIGURA 28 – Dobramento aberto $D_{n+1}$ com eixo em baixo ângulo de mergulho, afetando milonitos da ilha dos Remédios .....	66
FIGURA 29 – Estereograma de eixos de dobras ( $L_{bn}$ e $L_{bn+1}$ ) para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 13$ .....	66
FIGURA 30 – Diagramas estruturais da foliação $S_{n+1}$ para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 17$ .....	67
FIGURA 31 – Lineações de intersecção entre as foliações $S_n$ e $S_{n+1}$ na parte sudoeste da ilha dos Remédios .....	68
FIGURA 32 – A) Sigmoides sinistral de feldspato potássico em ortognaisse protomilonítico da ilha Feia (MTB – 34). Fotomicrografia do ortognaisse protomilonítico (LPC, lâmina MTB – 22); B) Par S-C de caráter fraco com orientação sinistral para a foliação $S_{n+1}$ .....	69
FIGURA 33 – Fotomicrografias do ortognaisse protomilonítico (LPC, lâmina MTB – 22): A) Microdobra assimétrica formada por novos grãos de quartzo e biotita sugerindo orientação sinistral; B) Clivagem oblíqua definida por grãos de quartzo de caráter alongado indicando cinemática sinistral .....	70

FIGURA 34 – Enclaves metaultramáficos de forma sigmoidal assimétrica e tamanho centimétrico a métrico, indicando movimento sinistral para a foliação de alto ângulo $S_{n+1}$ , em ortognaisses miloníticos da ilha dos Remédios .....	71
FIGURA 35 – Enclave gnáissico de sentido sinistral para a foliação $S_{n+1}$ , com formação de falhas antitéticas dextrais .....	72
FIGURA 36 – Ortognaisses miloníticos da região oeste da Ilha dos Remédios. A) Fraturas centimétricas, de caráter muito denso (com espaçamento de 2 cm), paralelas entre si, e de geometria planar; B) Fraturas métricas, sem preenchimento por minerais recristalizados, densas e planares .....	73
FIGURA 37 – A) Fraturas com padrão conjugado em “X” e geometria losangular; B) Ortognaisse milonítico seccionado por fraturas métricas de diferentes direções .....	74
FIGURA 38 – Diagramas estruturais de fraturas para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. A: Diagrama de Rosetas; B: Isolinhas dos polos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 25$ .....	75
FIGURA 39 – Fratura preenchida por cristais de epidoto em ortognaisse protomilonítico, de direção geral $N60W/80NE$ na porção noroeste da ilha dos Remédios (ponto MTB – 22) .....	75
FIGURA 40 – Veio de quartzo disposto discordante da foliação $S_n$ , na parte norte da Ilha Feia .....	76
FIGURA 41 – Ortognaisse protomilonítico da parte noroeste da Ilha dos Remédios afetado por falha de componente sinistral.....	77
FIGURA 42 – Mapa Geológico simplificado das ilhas de Tamboretas .....	78
FIGURA 43 – Granito porfirítico deformado com foliação marcada pela orientação paralela ou subparalela de biotita e feldspato potássico, localizado na porção oeste da Ilha do Norte .....	79
FIGURA 44 – Granito protomilonítico cinza claro, de granulação inequigranular média a grossa, com porfiroclastos de feldspato potássico de até 1,5 cm.....	80
FIGURA 45 – Granito milonítico mostrando foliação $S_{n+1}$ de caráter penetrativo, marcada por bandas irregulares de biotita que contornam raros porfiroclastos de feldspato potássico alinhados .....	81

FIGURA 46 – Banda ultramilonítica com espessura da ordem de 50 cm no oeste da ilha do Norte (Ilha de Tamboretas) .....	82
FIGURA 47 – Fotomicrografias do granito protomilonítico. A) Cristais de quartzo orientados contornando porfiroclastos de oligoclásio com formação de subgrãos e novos grãos (LPC, lâmina MTB – 26); B) Porfiroclastos de oligoclásio apresentando saussuritização e fraturamento moderado (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Qtz – quartzo; Plag – plagioclásio; Bt – biotita; Op – opacos.....	85
FIGURA 48 – Fotomicrografias do granito milonítico. A) Cristais de microclínio orientados preferencialmente (LPC, lâmina MTB – 33); B) Cristal de plagioclásio com curvatura de macla (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Qtz – quartzo; Plag – plagioclásio; FK – microclina .....	87
FIGURA 49 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico. Cristais de granulação muito fina orientados segundo a direção da foliação $S_{n+1}$ (LPC, lâmina MTB – 29) .....	89
FIGURA 50 – Dique aplítico quartzo-feldspático com 70 cm de espessura, paralelo à foliação $S_{n+1}$ do granito milonítico .....	90
FIGURA 51 – Veios aplíticos quartzo-feldspáticos paralelos à foliação $S_{n+1}$ ..	91
FIGURA 52 – (A) Dique de diabásio discordante e (B) concordante com a foliação $S_{n+1}$ do granito milonítico .....	92
FIGURA 53 – Fotomicrografias do diabásio. A) Diabásio equigranular fino, subófitico a intergranular (LPC, lâmina MTB – 24); B) Diabásio mostrando estrutura maciça com predomínio de plagioclásio ripiforme e cristais subédricos de clinopiroxênio (LPC, lâmina MTB – 27). LEGENDA: Plag – plagioclásio; Px – piroxênio.....	93
FIGURA 54 – Granito ultramilonítico (A) e milonítico (B) mostrando foliação $S_{n+1}$ de caráter penetrativo .....	95
FIGURA 55 – Diagramas estruturais da foliação milonítica $S_{n+1}$ para as rochas das ilhas de Tamboretas. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 11 .....	96

FIGURA 56 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico da ilha do Norte (Tamboretetes). Feições sigmoidais de quartzo indicam movimentação sinistral para a foliação $S_{n+1}$ (LPC, lâmina MTB – 29). LEGENDA: Qtz – quartzo.....	97
FIGURA 57 – Fotomicrografia do granito milonítico da ilha do Norte. Clivagem oblíqua formada por novos grãos de quartzo sugerindo cinemática sinistral para a foliação de alto ângulo $S_{n+1}$ (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Qtz – quartzo .....	97
FIGURA 58 – Porfiroclasto de feldspato potássico fraturado indicando movimentação sinistral.....	98
FIGURA 59 – Fragmento escalonado sintético de feldspato potássico, designando movimentação sinistral para a foliação $S_{n+1}$ .....	98
FIGURA 60 – Fraturas escalonadas indicando movimento sinistral, Ilha do Norte, Tamboretetes, Santa Catarina (MTB – 25).....	99
FIGURA 61 – Fraturas de geometria retilínea observadas nos granitos miloníticos .....	100
FIGURA 62 – Diagramas estruturais de fraturas para as rochas das ilhas de Tamboretetes. A: Diagrama de Rosetas; B: Isolinhas de polos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 10$ .....	100
FIGURA 63 – Fotomicrografias do ortognaisse protomilonítico da ilha Feia e dos Remédios. A) Feição de <i>kink band</i> em porfiroclasto de oligoclásio (LPC, lâmina MTB – 34 C); B) Microfraturas em porfiroclasto de hornblenda evidenciando comportamento rúptil (LPC, lâmina MTB – 22). LEGENDA: Plag – plagioclásio; Hb – hornblenda .....	102
FIGURA 64 – Fotomicrografias do ortognaisse milonítico: A) Agregado policristalino constituído por novos grãos de quartzo, provavelmente formado pelo processo de rotação de subgrãos (LPC, lâmina MTB – 1); B) Porfiroclasto de microclínio pouco fraturado com macla cruzada (LPC, lâmina MTB – 14). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato (microclínio).....	104
FIGURA 65 – Estiramento e padrão anastomosado dos cristais de biotita evidenciando processos de dissolução por pressão por mecanismos de difusão (LPC, lâmina MTB – 13). LEGENDA: Bt – biotita .....	105

FIGURA 66 – Fotomicrografia do granito protomilonítico da ilha do Norte (Tamboretas). Níveis compostos por subgrãos e novos grãos de quartzo levemente ondulados (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Qtz – quartzo ...	106
FIGURA 67 – Porfiroclasto de oligoclásio exibindo fraturas antitéticas de cisalhamento (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Plag – plagioclásio .....	107
FIGURA 68 – Fotomicrografia do granito milonítico. Faixas constituídas por subgrãos de quartzo sugerindo mecanismos de plasticidade cristalina (LPC, lâmina MTB – 31 B). LEGENDA: Qtz – quartzo .....	108
FIGURA 69 – Porfiroclasto de microclínio intensamente fraturado com formação de novos grãos muito finos (<0,5 mm) ao seu redor (LPC, lâmina MTB – 33). LEGENDA: FK – K-feldspato (microclínio) .....	109
FIGURA 70 – Porfiroclasto de oligoclásio exibindo microfalhas oblíquas à foliação Sn+1, sugerindo que a rocha sofreu deformação rúptil (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Plag – plagioclásio.....	110
FIGURA 71 – Cristais de biotita estirados em níveis ou contornando porfiroclastos de microclínio, evidenciando mecanismos de difusão (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Bt – biotita .....	110
FIGURA 72 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico da ilha do Norte (Tamboretas). Níveis estirados compostos por quartzo e feldspato potássico intercalados com filmes de opacos e biotita, definindo a foliação ultramilonítica Sn+1 (LPC, lâmina MTB – 29) .....	111
FIGURA 73 – Diagramas de Harker ( <i>sílica x elementos maiores</i> ) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e de São Francisco do Sul.....	114
FIGURA 74 – Diagramas de Harker ( <i>sílica x elementos traços</i> ) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e de São Francisco do Sul.....	115
FIGURA 75 – Diagrama de classificação P-Q (DEBON e LE FORT, 1983) para as rochas estudadas .....	116
FIGURA 76 – Diagramas propostos por Frost <i>et al.</i> (2001) adotado para as rochas das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul. A) Diagrama SiO <sub>2</sub> versus Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO. B) Diagrama SiO <sub>2</sub> versus FeOt/(FeOt+MgO) .....	117



FIGURA 77 – Diagrama de índice de aluminosidade de Shand para as rochas das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul .....	118
FIGURA 78 – Diagrama de variação de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ de Peccirillo e Taylor (1976) aplicado às amostras estudadas .....	119
FIGURA 79 – Diagrama de elementos traços para os ortognaisses normalizados para o condrito de Nakamura (1974) .....	119
FIGURA 80 – Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul.....	120
FIGURA 81 – Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos propostos por Pearce <i>et al.</i> (1984) e Pearce (1996). A) Diagrama Y+Nb vs Rb. B) Diagrama Y vs Nb. Legenda: syn-COLG = granitos sin-colisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos intra-placa; ORG = granitos orogênicos.....	120
FIGURA 82 – Diagramas discriminantes de Whalen <i>et al.</i> (1987) para os ortognaisses localizados nas ilhas de Balneário de Barra do Sul e na ilha de São Francisco do Sul .....	122
FIGURA 83 – Disposição das amostras de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul no diagrama R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) .....	124
FIGURA 84 – Posição dos granitoides das ilhas de Tamboretas no diagrama Q <i>versus</i> P de Debon e Le Fort (1983) .....	126
FIGURA 85 – Classificação de Frost <i>et al.</i> (2001) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamboretas. a) $\text{SiO}_2$ vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ . b) $\text{SiO}_2$ vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ .....	126
FIGURA 86 – Diagrama A/CNK vs A/NK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitoides das ilhas de Tamboretas.....	127
FIGURA 87 – Diagrama proposto por Peccirillo e Taylor (1976) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamboretas.....	128
FIGURA 88 – Diagrama para os granitoides das ilhas de Tamboretas normalizados pelo condrito de Nakamura (1974).....	128

FIGURA 89 – Diagrama multielementar para os granitoides das ilhas de Tamboretes. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989) .....	129
FIGURA 90 – Diagramas discriminantes de Pearce <i>et al.</i> (1984) e Pearce (1996) propostos para os granitos deformados das ilhas de Tamboretes. A) Diagrama Y+Nb vs Rb. B) Diagrama Y vs Nb. Legenda: syn-COLG = granitos sin-colisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos intra-placa; ORG = granitos orogênicos.....	129
FIGURA 91 – Diagramas de Whalen <i>et al.</i> (1987) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamboretes.....	131
FIGURA 92 – Disposição dos granitoides de Tamboretes no diagrama R1-R2. ....	132
FIGURA 93 – Diagrama Hf-Rb-Ta*3 (HARRIS <i>et al.</i> , 1986) das rochas de Tamboretes .....	133
FIGURA 94 – Mapa geológico do Domínio Central do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, enfatizando os granitoides das suítes Nova Trento, Valsungana e São João Batista (Fonte: Adaptado de BASEI <i>et al.</i> , 2011) ....	135
FIGURA 95 – Mapa geológico do Terreno Paranaguá (Fonte: Adaptado de CURY, 2009).....	136

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Dados químicos dos ortognaisses das ilhas de Balneário Barra do Sul e da ilha de São Francisco do Sul.....	113
TABELA 2 - Dados químicos dos granitoides das ilhas de Tamboretes .....	125

## LISTA DE SIGLAS

ACMELABS – *Acme Analytical Laboratories Ltd*

BLG – *Bulging*

BND – Baixo número de defeitos

CMB – Complexo Metamórfico Brusque

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico)

DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral

END – Elevado número de defeitos

ETR – Elementos Terras Raras

FK – K-feldspato

GBM – Migração dos limites do grão

GPS – Sistema de Posicionamento Global

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectroscopy*

LAMIN – Laboratório de Laminação Petrográfica

LPC – Luz com polarizadores cruzados

MTB – Michelangelo Tissi Baldin

QAPF – Quartzo; Feldspato alcalino; Plagioclásio; Feldspatoide

SGR – Rotação de subgrãos

SHRIMP – *Sensitive High Resolution Microprobe*

UFPR – Universidade Federal do Paraná

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UTM – Sistema Universal Transverso de Mercator

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 JUSTIFICATIVA .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	2
1.3 OBJETIVOS .....	5
1.4 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO .....	5
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	6
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	6
2.2 TRABALHOS DE CAMPO.....	6
2.3 PETROGRAFIA.....	6
2.4 CLASSIFICAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DÚCTEIS E RÚPTEIS ...	7
2.5 NOMENCLATURA DAS ATITUDES ESTRUTURAIS .....	8
2.6 ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO .....	8
2.7 LITOGEOQUÍMICA .....	9
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	10
3.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	10
3.2 CINTURÃO DOM FELICIANO .....	13
3.3 MICROPLACA LUÍS ALVES .....	14
3.4 COMPLEXO MIGMATÍTICO DE CAMBORIÚ .....	15
3.5 COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE.....	16
3.6 SUÍTE INTRUSIVA GRANÍTICA VALSUNGANA-GUABIRUBA.....	17
3.7 GRANITO ITAPEMA .....	18
3.8 BATÓLITO DE FLORIANÓPOLIS.....	18
3.8.1 Complexo Águas Mornas .....	19
3.8.2 Suíte Paulo Lopes .....	19
3.8.3 Suíte Pedras Grandes .....	20
3.8.4 Suíte Cambirela.....	20

3.8.5 Suíte Maruim .....	21
3.9 BACIA DE CAMPO ALEGRE .....	22
3.10 BACIA DO ITAJAÍ .....	22
3.11 MICROPLACA CURITIBA .....	23
3.12 TERRENO PARANAGUÁ .....	24
<b>4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>26</b>
4.1 ZONAS DE CISALHAMENTO .....	26
4.1.1 Milonitos e indicadores cinemáticos .....	28
4.2 DEFORMAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS.....	30
4.3 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO .....	34
4.3.1 Plasticidade cristalina .....	35
4.3.1.1 Deformação intracristalina .....	35
4.3.1.2 Geminação e <i>Kinking</i> .....	35
4.3.1.3 “ <i>Recovery</i> ” (Recuperação e formação de subgrãos).....	35
4.3.1.4 Recristalização dinâmica.....	36
4.3.1.4.1 <i>Bulging</i> (BLG) .....	36
4.3.1.4.2 Rotação de subgrãos (SGR) .....	36
4.3.1.4.3 Migração dos limites do grão (GBM) .....	37
4.3.1.5 “ <i>Grain Boundary Sliding</i> ” (Deslizamentos de limite de grão) .....	37
4.3.2 Difusão .....	38
4.3.3 Fraturamento.....	38
4.4 METAMORFISMO.....	39
<b>5. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS UNIDADES MAPEADAS .....</b>	<b>41</b>
5.1 GEOLOGIA DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL.....	41
5.1.1 Descrição macroscópica das rochas analisadas.....	44
5.1.2 Petrografia.....	46
5.1.3 Geologia Estrutural.....	60

5.1.3.1 Estruturas dúcteis.....	60
5.1.3.2 Indicadores cinemáticos .....	68
5.1.3.3 Estruturas rúpteis .....	72
5.2 GEOLOGIA DAS ILHAS DE TAMBORETES .....	77
5.2.1 Descrição macroscópica das rochas analisadas.....	79
5.2.2 Petrografia.....	82
5.2.3 Geologia Estrutural.....	94
5.2.3.1 Estruturas dúcteis.....	94
5.2.3.2 Indicadores cinemáticos .....	96
5.2.3.3 Estruturas rúpteis .....	98
<b>6. MICROTTECTÔNICA .....</b>	<b>101</b>
<b>7. GEOQUÍMICA.....</b>	<b>112</b>
7.1 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL .....	112
7.2 MODELO PETROGENÉTICO DAS ROCHAS DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL.....	121
7.3 GEOQUÍMICA DOS GRANITOS DAS ILHAS DE TAMBORETES .....	124
7.4 MODELO PETROGENÉTICO DAS ILHAS DE TAMBORETES.....	129
7.5 COMPARAÇÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DAS ILHAS DE TAMBORETES COM AS SUÍTES VALSUNGANA-GUABIRUBA E MORRO INGLÊS.....	134
<b>8. DISCUSSÕES.....</b>	<b>137</b>
<b>9. CONCLUSÕES.....</b>	<b>140</b>
<b>10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>142</b>
<b>DOCUMENTOS CONSULTADOS.....</b>	<b>163</b>

## ANEXOS

1 – MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL.

2 – MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE SÃO FRANCISCO DO SUL.

## 1. INTRODUÇÃO

Nos municípios de São Francisco do Sul e Balneário Barra do Sul há um conjunto de ilhas denominadas de Tamboretas, Remédios, Feia, Balneário Barra do Sul e Araras que apresentam excelentes exposições de rochas. Esta área se localiza entre dois domínios geotectônicos: a Microplaca Luís Alves e o Terreno Paranaguá (FIGURA 1), os quais foram estudadas por diversos autores (HASUI *et al.*, 1975; HARTMANN, 1976; 1979; KAUL, 1979; 1980; KAUL *et al.*, 1982; SILVA, 1984; 1987; BASEI, 1985; BASEI *et al.*, 1987; MANTOVANI *et al.*, 1989; BASEI *et al.*, 1990; 1992; SIGA JUNIOR *et al.*, 1990; SIGA JUNIOR *et al.*, 1994 e SIGA JUNIOR, 1995).

Estudos mais recentes (CURY, 2009) permitiram o avanço considerável sobre o entendimento da geologia do Terreno Paranaguá. Entretanto, questões sobre a conexão entre as placas merecem ser abordadas com novos dados estruturais, petrológicos e geocronológicos. As designações de Microplaca Luis Alves e Terreno Paranaguá aqui apresentadas, são atribuídas ao significado por Basei *et al.* (1992) e Cury (2009), respectivamente.

Em termos cartográficos há controvérsias referentes às unidades litoestratigráficas que compõem as ilhas dos Remédios, Feia e Tamboretas. Destacam-se principalmente o mapa geológico do Estado de Santa Catarina, de escala 1:500.000, confeccionado pelo DNPM (1986), que considera as ilhas de estudo como formada por terraços e sedimentos marinhos (cobertura Terciária/Quaternária); a Folha Joinville (SG.22-Z-B/MIR-519) de escala 1:250.000, executada pelo IBGE (2004), que define as ilhas como pertencentes ao Complexo Paranaguá; e mais recentemente IGLESIAS *et al.* (2011) que consideram as ilhas de trabalho como parte do Bloco Paranaguá, dentro do Complexo São Francisco do Sul.

### 1.1 JUSTIFICATIVA

O trabalho pretende destacar a petrogênese e a evolução tectônica das rochas que constituem as ilhas de São Francisco do Sul e do Balneário Barra do Sul por meio de suas características petrográficas, estruturais e geoquímicas. Trata-se de uma região que não foi estudada de modo detalhado,



com trabalhos e estudos insuficientes acerca de suas estruturas e conexões com os domínios vizinhos.

A despeito das excelentes exposições de rochas presentes nas ilhas de São Francisco do Sul e do Balneário Barra do Sul, os dados geológicos são ainda escassos. Isto se deve pelo acesso de caráter dificultado às ilhas, justificando assim a realização de novas investigações. Este trabalho discute a evolução tectono-termal das rochas das ilhas acima citadas e contribui para o entendimento da articulação da Microplaca Luís Alves e do Terreno Paranaguá.

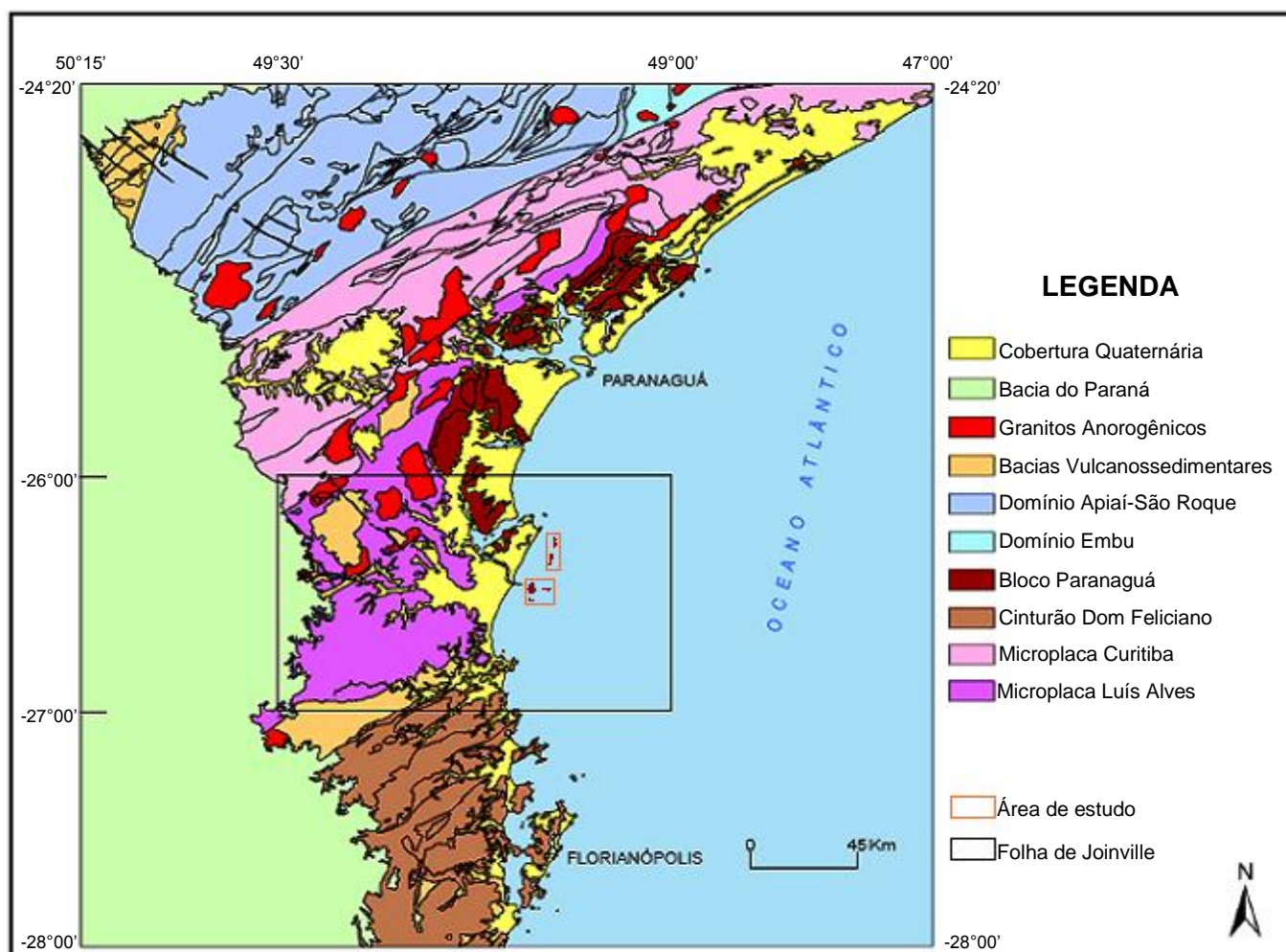


FIGURA 1 - Mapa tectônico simplificado do leste catarinense, destacando as ilhas de estudo (Adaptado de: Carta Geológica SG. 22-Z-B; FOLHA JOINVILLE – CPRM 2011).

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo localiza-se no nordeste do Estado de Santa Catarina, nos municípios de São Francisco do Sul ( $26^{\circ}14'36''\text{S}/48^{\circ}38'17''\text{W}$ ) e Balneário Barra do Sul ( $26^{\circ}27'20''\text{S}/48^{\circ}36'43''\text{W}$ ) (FIGURA 2).

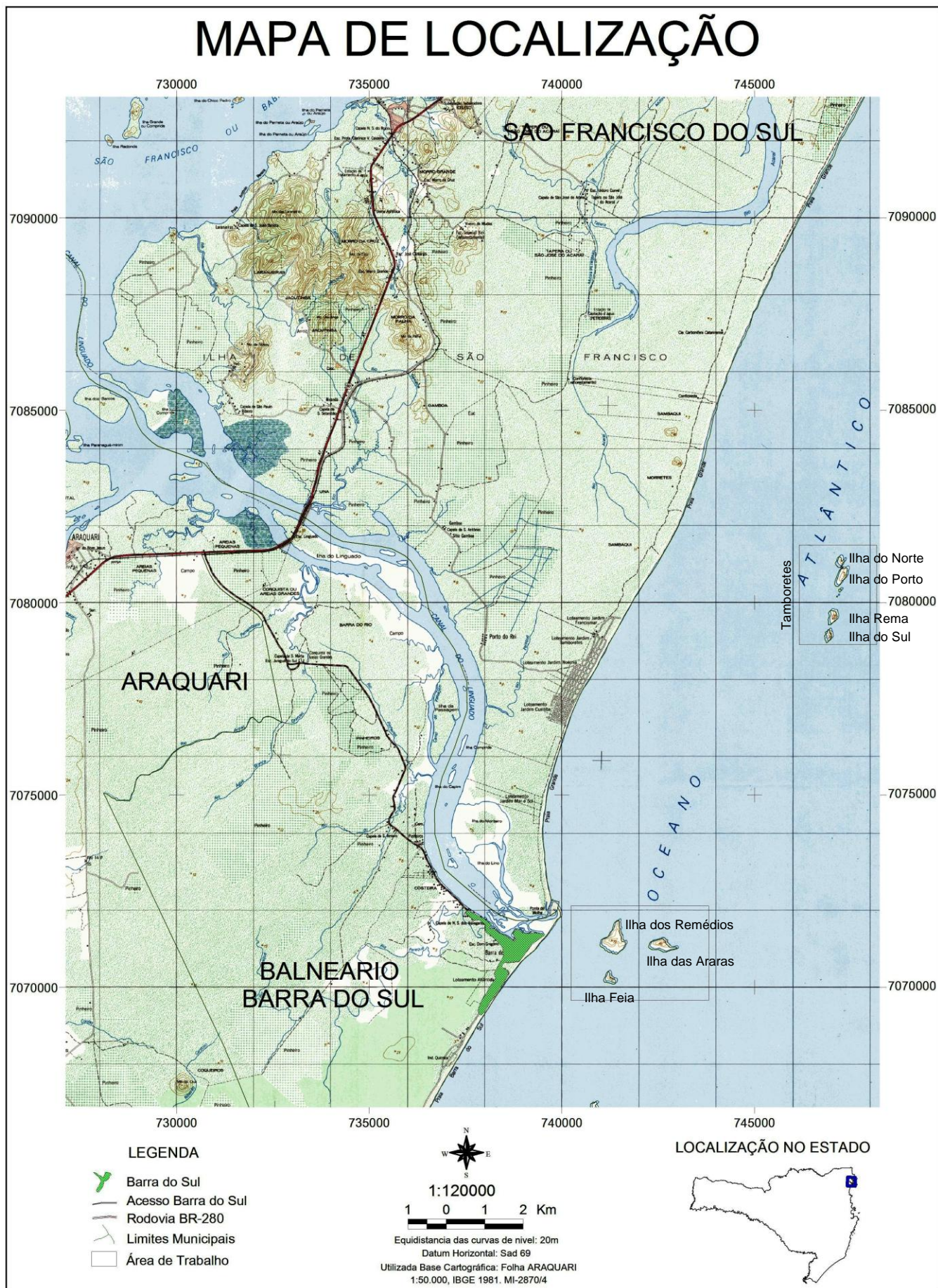


FIGURA 2 - Localização da área de estudo (Fonte: Folha Topográfica de Araquari – SG-22-Z-B-II-4/MI-2870-4 (escala 1:50.000, IBGE – 1981)).

O trabalho se concentra no Arquipélago de Tamboretes (São Francisco do Sul), nas ilhas dos Remédios e Feia (Balneário Barra do Sul). O acesso pode ser feito de Araquari pela BR-280 em direção a São Francisco do Sul. O ingresso ao município de Balneário Barra do Sul ocorre antes de São Francisco do Sul, seguindo-se pela rodovia SC-415 à direita. O desembarque às ilhas é feito de barco pequeno a partir do Balneário Barra do Sul. As ilhas têm raras trilhas e os afloramentos se limitam às suas margens, em costões ou blocos (FIGURA 3).



FIGURA 3 – Costões rochosos do Arquipélago de Tamboretes.

### 1.3 OBJETIVOS

Os principais objetivos deste trabalho são:

- a) Compreender a evolução estrutural e metamórfica das rochas da região de São Francisco do Sul e Balneário Barra do Sul;
- b) Discutir os mecanismos de deformação/recristalização atuantes na área de estudo através de observações efetuadas no microscópio óptico;
- c) Investigar a petrogênese das rochas ígneas e dos protólitos das rochas metamórficas;
- d) Contribuir para o entendimento do arranjo estrutural que permitiu a colagem do Terreno Paranaguá com a Microplaca Luís Alves;
- e) Contribuir para o enquadramento estratigráfico das rochas das ilhas de São Francisco do Sul e do Balneário Barra do Sul.

### 1.4 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A área de estudo é formada pela região costeira e está representada por encostas, associadas a vales encaixados, feições de escarpas caracterizando explícita ruptura do declive das encostas, e sedimentos quaternários.

De acordo com a folha geomorfológica de Joinville (SG.22-Z-B/MIR519), de escala 1:250.000, efetuada pelo IBGE (2004), as ilhas dos Remédios, Feia e Tamborettes pertencem ao domínio morfoestrutural das rochas granitoides e da unidade geomorfológica Serra do Mar. O modelado de dissecação é definido como homogêneo, e formas de topo mostram caráter convexo, às vezes denotando controle estrutural. São entalhados por sulcos e cabeceiras de drenagem de primeira ordem.

As maiores altitudes das ilhas de Tamborettes, Remédios e Feia atingem 40 metros de altura.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A atual pesquisa se iniciou com o levantamento bibliográfico, visando o entendimento do contexto geológico regional. Foram consultados teses, dissertações, artigos e livros, na biblioteca de Ciência e Tecnologia da UFPR e no Portal de Periódico da Capes. A pesquisa bibliográfica abrangeu todo o período de constituição deste estudo, com o propósito de sustentar as sugestões derivadas dos resultados alcançados.

### 2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram executados em duas etapas com quatro dias no total (31/08/2012 – 01/09/2012 e 25/03/2013 – 27/03/2013), auxiliados por um barco do tipo baleeira e um pequeno bote. Os materiais fundamentais para as etapas de campo são a bússola do tipo Brunton (declinação de 18° para oeste) para a medição de atitudes de estruturas planares e lineares, o GPS Garmim e imagens de satélite.

Como em muitos casos os afloramentos são contínuos ao longo dos costões, o estudo dos mesmos foi feito de modo detalhado. Foram descritos 37 afloramentos, sendo 22 na Ilha dos Remédios, 11 no Arquipélago de Tamboretas e 4 na Ilha Feia. Foi feita a coleta sistemática de amostras de rochas para análises petrográficas, químicas, e para futuros estudos geocronológicos. Também foram utilizadas amostras orientadas para as análises microtectônicas. A identificação das amostras é dada pelas iniciais do nome do mestrando e número do afloramento (ex: MTB – 01).

### 2.3 PETROGRAFIA

As descrições dos litotipos tiveram como base a cor, mineralogia (com estimativa de %), granulação, textura e estrutura. Foram confeccionadas 25 seções delgadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (Lamin) e as descrições foram realizadas em microscópios petrográficos. As fotomicrografias foram obtidas com o auxílio do sistema de captura de imagens acoplado ao

microscópio petrográfico. Em amostras orientadas, foram confeccionadas lâminas perpendiculares à foliação e paralelas à lineação, para a descrição da foliação e dos critérios cinemáticos. Na microscopia óptica foram enfatizadas as feições texturais, deformacionais e associações minerais. Estes dados permitiram definir a rocha pretérita, e estimar condições metamórficas e mecanismos de deformação.

As rochas com características ígneas parcialmente preservadas foram classificadas de acordo com o diagrama QAPF para rochas plutônicas, de Le Maitre (2004). As rochas metamórficas foram classificadas e designadas de acordo com critérios mineralógicos, texturais e estruturais. Para estas foram usados os diagramas de Yardley (2004) e Winkler (1977).

## 2.4 CLASSIFICAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DÚCTEIS E RÚPTEIS

As foliações foram classificadas quanto à morfologia, penetratividade e homogeneidade, hierarquia de superfícies estruturais e natureza reológica. No microscópio óptico as foliações foram, sempre que possível, classificadas de acordo com a nomenclatura de Passchier e Trouw (2005). As superfícies dúcteis foram denominadas da seguinte forma:

Sn – foliação caracterizada pelo bandamento milimétrico a centimétrico de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos.

Sn+1 - foliação definida pela reorientação e recristalização de minerais, constituída por um bandamento milimétrico a centimétrico de níveis cinza esbranquiçados formados por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, intercalados com níveis cinza escuro de minerais máficos (biotita e anfibólio).

A descrição das dobras foi baseada no ângulo interflancos, simetria dos flancos em relação ao plano axial, posição dos flancos e do plano axial, e no estilo. Quanto à classificação com base na posição do plano axial e do eixo foi usado o diagrama modificado de Rickard (1971) e Ragan (1985). Para a classificação das isógonas de mergulho foi utilizada a proposta de Ramsay (1967), e para o método baseado no ângulo interflancos a classificação de Davis (1984).

As estruturas mais comuns encontradas e descritas nas rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul, que fornecem o sentido de movimento tectônico em zonas de cisalhamento são as seguintes: sigmoides,

foliação oblíqua, bandas de cisalhamento, deslocamento de cristais fraturados e enclaves assimétricos.

As fraturas e falhas foram descritas com base nas características de densidade, continuidade, abertura, preenchimento e indicadores cinemáticos. A classificação adotada de rochas de zona de falha é a proposta por Sibson (1977), na qual é levada em conta a quantidade de matriz.

Todas as principais estruturas planares e lineares foram identificadas com croquis, fotos e atitudes.

## 2.5 NOMENCLATURA DAS ATITUDES ESTRUTURAIS

A atitude de uma feição planar pode ser expressa através da direção, mergulho e do sentido de mergulho. Exemplo: o plano N15E/80SE possui direção de 15° com o norte, no sentido horário e tem um mergulho de 80° para o quadrante sudeste.

A atitude de uma feição linear pode ser representada da seguinte maneira: pela direção da reta, acrescida do valor do mergulho. Exemplo: N200/35.

## 2.6 ATIVIDADES DE ESCRITÓRIO

Para a composição do mapa base (1:2.500) das ilhas foram utilizadas bases cartográficas (Folha Topográfica de Araquari – SG-22-Z-B-II-4/MI-2870-4, de escala 1:50.000 (IBGE, 1981), e o Mapa Geológico de Joinville – SG.22-Z-B, de escala 1:250.000 (IGLESIAS *et al.*, 2011)), e imagens do programa *Google Earth*.

O tratamento dos dados estruturais realizou-se com o emprego de planilhas para a organização das atitudes planares e lineares, do programa *Stereonet 3.2* para a produção de estereogramas e de outros *softwares* (ArcGIS 9.2 e CorelDRAW versão X5) de emprego geológico para a confecção de mapas.

As etapas finais para a conclusão da dissertação envolveram pesquisa bibliográfica, qualificação e a redação da dissertação juntamente com a preparação do mapa geológico final de detalhe.

## 2.7 LITOGEOQUÍMICA

Para as análises químicas foram obedecidos critérios de coleta no campo, tais como: amostras representativas livres de alteração e com dimensão igual ou maior a 10 vezes o tamanho do maior cristal da rocha. Foram evitadas amostras próximas a locais ricos em enclaves. Para a preparação das análises as amostras foram britadas, pulverizadas e quarteadas.

Cinco amostras foram enviadas para análises químicas ao laboratório AcmeLabs. Foram analisados elementos maiores, menores e traço incluindo os elementos terras raras (ETR). O método utilizado para os elementos maiores e menores são: rocha total por fluorescência de raios X, para aquisição das quantidades em porcentagem peso. Para alguns elementos-traço e para os terras raras os dados foram obtidos por ICP-MS, em micrograma por grama. O tratamento dos dados envolveu a confecção de planilhas, e a geração dos diagramas de variação e de classificação por *softwares* com o objetivo de identificar as assinaturas químicas, e propor modelos petrogenéticos e ambientes tectônicos.

Os elementos maiores e traço são apresentados em diagramas de Harker. Os diagramas de Frost *et al.* (2001) e Maniar e Piccoli (1989) permitiram conhecer a assinatura geoquímica e o índice de saturação em alumínio. De modo tentativo, foram usados digramas de discriminação tectônica, tais como o de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996).

Os padrões de elementos terras raras foram normalizados pelo condrito de Nakamura (1974). Os diagramas multielementares foram normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989). Ambos foram usados para o estudo petrogenético e para a tentativa de se conhecer os ambientes geotectônicos em que os magmas se formaram. Estas propostas devem ser vistas com cautela dado que, sobretudo para as rochas de São Francisco do Sul e das ilhas do Balneário Barra do Sul, as rochas foram deformadas e metamorfasadas.



### 3. GEOLOGIA REGIONAL

Neste capítulo são apresentadas as unidades litoestratigráficas do leste do Estado de Santa Catarina e do Terreno Paranaguá (FIGURAS 4 e 5).

Os domínios que serão examinados ao longo do texto são: Província Mantiqueira, Cinturão Dom Feliciano, Microplaca Luís Alves, Complexo Migmatítico de Camboriú, Complexo Metamórfico Brusque, Suíte Intrusiva Granítica Valsungana-Guabiruba, Granito Itapema, Batólito de Florianópolis, Bacia de Campo Alegre, Bacia do Itajaí, Microplaca Curitiba e Terreno Paranaguá.

#### 3.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira é um sistema orogênico neoproterozoico situado nas regiões sul e sudeste do Brasil, paralelamente ao Oceano Atlântico até o Uruguai. As Províncias Tocantins, São Francisco e Paraná limitam a Província Mantiqueira, a qual é circundada pelas bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas e pela margem continental na direção leste (ALMEIDA *et al.*, 1977; 1981 *in* HEILBRON *et al.*, 2004).

A Província Mantiqueira engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (FIGURA 6), que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul (HEILBRON *et al.*, 2004).

A Província Mantiqueira evoluiu durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana como resultado da amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental. A orogenia começou com o fechamento diacrônico dos oceanos Adamastor a leste e Goianides a oeste do paleocontinente São Francisco. A subducção originou suítes de arcos magmáticos e foi sucedida por colisões arco-continente e continente-continente. Os processos colisionais foram diacrônicos na província; os mais antigos encontram-se registrados nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (790 Ma) e Orógeno São Gabriel (700 Ma). Eles foram seguidos por colisões no Orógeno Brasília meridional, nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (630-610 Ma) e no Orógeno Dom Feliciano (600 Ma). Entre 580 e 520 Ma ocorreu colisão nos Orógenos Ribeira e Araçuaí. Finalmente, do Cambriano

ao Ordoviciano (510-480 Ma) teria havido o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira (HEILBRON *et al.*, 2004).

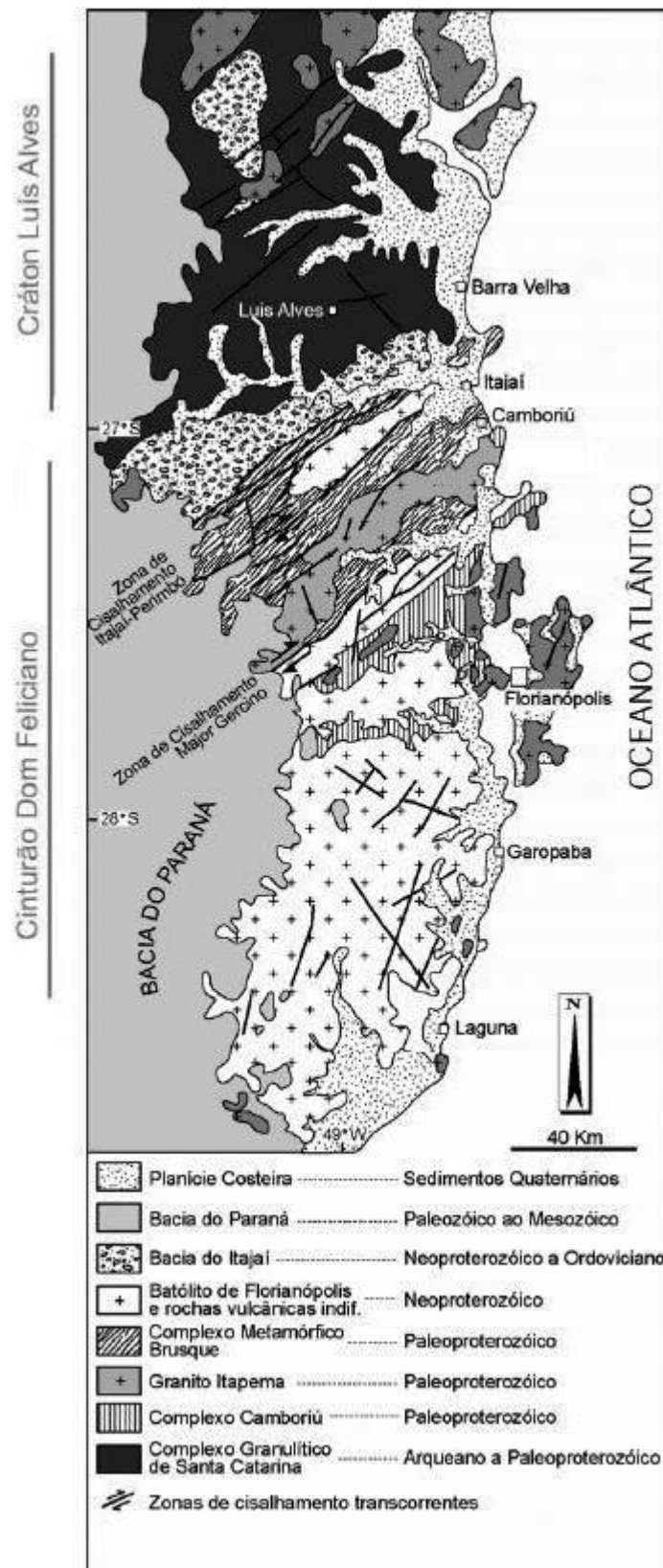


FIGURA 4 – Mapa geológico-geotectônico do Escudo Catarinense (Fonte: Adaptado de HARTMANN *et al.*, 2003).

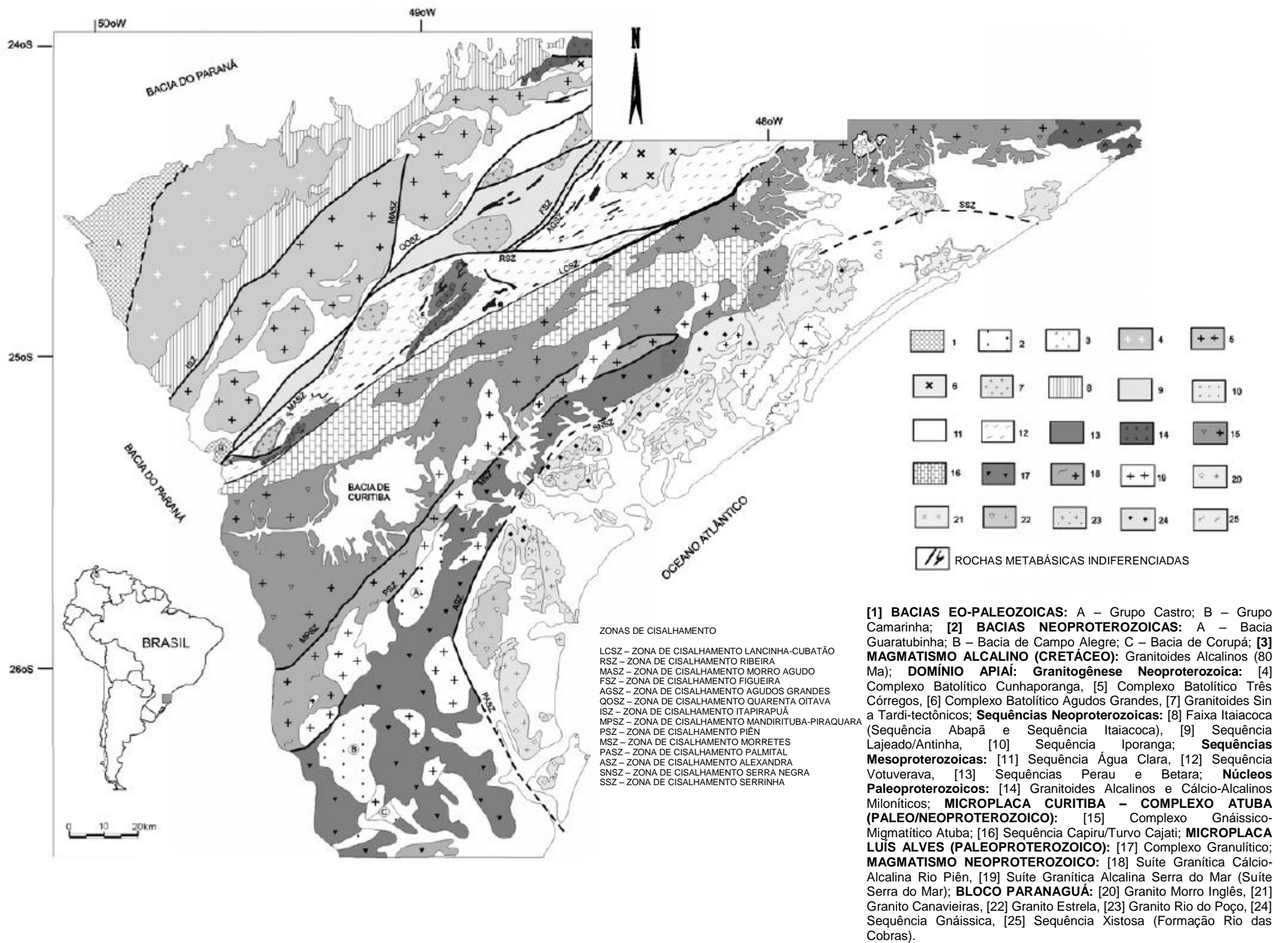


FIGURA 5 – Esboço geológico da região sudeste do Brasil (Fonte: Adaptado de CURY, 2009).

### 3.2 CINTURÃO DOM FELICIANO

O Orógeno Dom Feliciano representa o segmento meridional da Província Mantiqueira (FIGURA 6) e se estende por cerca de 1.200 km, do nordeste do Estado de Santa Catarina até Punta del Este (Uruguai) (HEILBRON *et al.*, 2004).

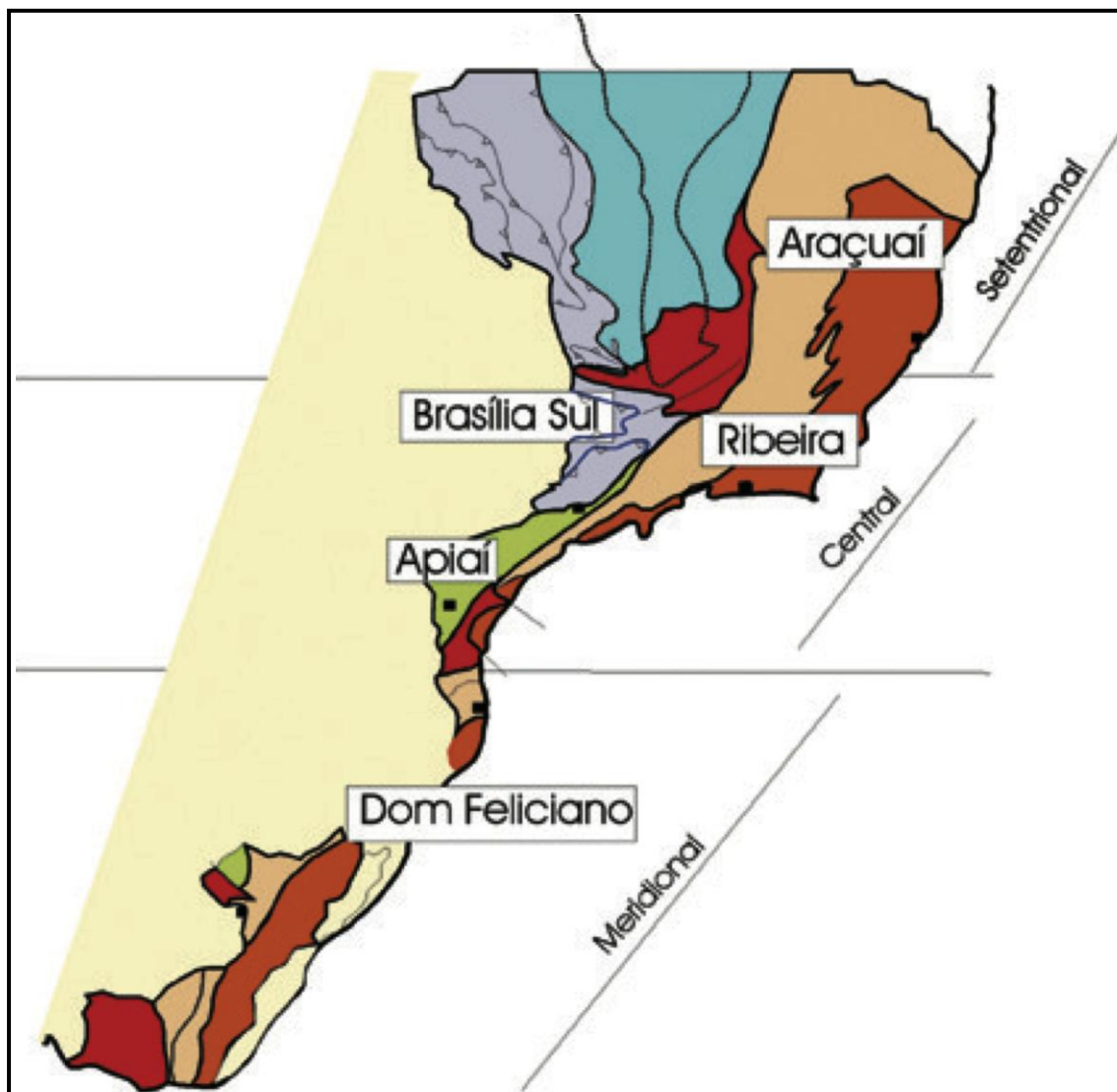


FIGURA 6 – O Cinturão Dom Feliciano localizado na porção sul da Província Mantiqueira (Fonte: HEILBRON *et al.*, 2004).

O Cinturão Dom Feliciano resultou do desaparecimento do Oceano Adamastor, por meio de orogenias que abrangeram a Microplaca Luís Alves e os crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari. A superposição das orogenias do Brasiliano (900-620 Ma) e Rio Doce (620-530 Ma) controlou a sua atual forma (BASEI *et al.*, 2000).

A sua evolução está vinculada aos sistemas transpressivos Major Gercino, Dorsal do Canguçu e Sierra Ballena (HEILBRON *et al.*, 2004). Os cinturões Dom Feliciano e Ribeira (HASUI *et al.*, 1975) se desenvolveram ao lado da Microplaca Luís Alves e Microplaca Curitiba (BASEI *et al.*, 1992). A fase pós-colisional é definida por um magmatismo do tipo I-Caledoniano, subalcalino a alcalino e shoshonítico (SILVA, 2006), e contêm assinatura crustal (HEILBRON *et al.*, 2004). As ilhas estudadas nesta dissertação se localizam no Cinturão Dom Feliciano, no segmento meridional da Província Mantiqueira.

### 3.3 MICROPLACA LUÍS ALVES

Segundo Basei *et al.* (1992) a Microplaca Luís Alves é constituída por rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra Velha e do Complexo Granulítico de Santa Catarina (HARTMANN *et al.*, 1979), e consiste em domínios geotectônicos que evoluíram durante o Proterozoico. A Microplaca Luís Alves está localizada no nordeste do Estado de Santa Catarina e sudeste do Estado do Paraná (FIGUEIREDO *et al.*, 1997).

De acordo com Basei *et al.* (2000) o Complexo Máfico-Ultramáfico Piên define o seu limite norte-noroeste com a Microplaca Curitiba (gnaisses migmatíticos e granitoides) e a sul está sobreposta por rochas anquimetamórficas da Bacia do Itajaí. A leste o contato é em parte com o Batólito Paranaguá por falhas de cavalgamento e transcorrentes e em parte atinge a costa brasileira (SIGA JUNIOR *et al.*, 1993), e a oeste é recoberta pela Bacia do Paraná.

Na Microplaca Luís Alves predominam ortognaisses sobre migmatitos, granitos e ultramáficas. Há subordinadamente gnaisses cálciossilicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos (BASEI *et al.*, 1998a). O bandamento dos gnaisses tem direção NW e sua origem teria ocorrido em condições de alto grau. Apresenta-se dobras com plano axial NW-SE (BASEI *et al.*, 1992).

Hartmann *et al.* (2000), sugeriram quatro eventos metamórficos, com base em datações U-Pb SHRIMP em zircão. A fase M1 teve auge metamórfico em 2,68 Ga, na fácies granulito, acompanhada pela fase M2 de fácies anfíbolito em 2,1 Ga. A fase M3, de fácies granulito, ocorreu há 2,17 Ga. A fase M4 é

caracterizada pelo metamorfismo de baixo grau ao longo das zonas de cisalhamento.

O Complexo Ultramáfico de Barra Velha (MINIOLI, 1972; FORNARI, 1998), engloba gabros, gabronoritos, anfibolitos, piroxenitos, noritos, e magnetitos que cortam granulitos félsicos do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

De acordo com Figueiredo *et al.* (1991), os gnaisses granulíticos têm composição cálcio-alcalina. Seus padrões de elementos terras raras são fracionados e teores baixos de elementos incompatíveis. Figueiredo *et al.* (1991) sugeriram origem em zona de subducção de arco insular para a formação destas rochas, pela fusão parcial de fontes mantélicas com granada na fase residual.

Datações Rb-Sr (HARTMANN *et al.*, 1979; BASEI, 1985; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JUNIOR *et al.*, 1993 e SIGA JUNIOR, 1995) em rocha total (гнаisses granulitos), forneceram idades em torno de 1,9-2,0 Ga e 2,3 Ga. Estes estudos propõem a existência de rochas geradas no manto e/ou crosta inferior, formadas no Arqueano e homogeneizadas no Paleoproterozoico, com idades distribuídas no intervalo entre 2,2 e 1,9 Ga e relações iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,702-0,704. Os padrões U-Pb (BASEI, 1985 e SIGA JUNIOR, 1995) em zircão de migmatitos e gnaisses granulíticos mostraram idades entre 2,8 e 2,2-2,4 Ga. As idades mais antigas refletiriam a absorção de material ígneo à crosta e as idades mais recentes seriam do pico da fácies granulito.

O pico metamórfico da fácies granulito caracteriza o período de  $2060 \pm 6$  Ma, com heranças em torno de 2,2 - 2,1 Ga, interpretadas como uma fase metamórfica anterior (HARARA, 2001). Próximo à Suíte Rio Piên há peridotitos serpentinizados, piroxenitos e gabros toleíticos, com idade de  $631 \pm 17$  Ma.

As idades K-Ar em biotita, anfibólio e plagioclásio variam de 2100 a 1700 Ma e traduzem o resfriamento dos terrenos granulíticos. Estas idades podem retratar perdas parciais ou mesmo totais de argônio, pelo envolvimento tectono-termal desses terrenos na evolução brasileira (SIGA JUNIOR *et al.*, 1993).

### 3.4 COMPLEXO MIGMATÍTICO DE CAMBORIÚ

O Complexo Migmatítico de Camboriú está situado entre a zona de cisalhamento Major Gercino (BITENCOURT *et al.*, 1989; PASSARELLI, 1996) e

a zona de cisalhamento do Perimbó (SILVA, 1991). Aflora em área alongada na direção NE entre Itapema e Camboriú (LOPES, 2008) (FIGURA 4). As rochas possuem bandamento de direção NE, característico de migmatito estromático.

O Complexo Migmatítico de Camboriú é cortado por diversos corpos graníticos relacionados aos granitos Serra dos Macacos, Corre-Mar (UFRGS, 1999 *in* LOPES, 2008) e Valsungana, alguns de geometria tabular, associados a um sistema de fraturas de direção principal NW (LOPES, 2008).

Silva *et al.* (2000) e Hartmann *et al.* (2000) obtiveram em zircão de gnaisses uma idade de cristalização de 2,20 Ga (U-Pb SHRIMP) e uma idade de metamorfismo principal de 2,0 Ga, com superposição de um evento hidrotermal em 590 Ma.

### 3.5 COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) se situa no leste do Escudo Catarinense e se estende segundo uma faixa de direção geral NE-SW, com 75 km de extensão e 45 km de largura, desde Itajaí até Vidal Ramos. Seus limites tectônicos são controlados pelas zonas transcorrentes Itajaí-Perimbó a noroeste, e Major Gercino a sudeste. O CMB faz contato a noroeste com a Bacia do Itajaí, a norte com o Complexo Granulítico de Santa Catarina e a sul e sudeste com granitos brasileiros (SILVA, 1991 e PHILIPP *et al.*, 2004).

Segundo Philipp *et al.* (2004) o Complexo Metamórfico Brusque foi subdividido em cinco subunidades: clástica, clástico-química, química, metavulcânica básica e magnesiânica.

A subunidade clástica abrange metapelitos-metarritmitos, quartzitos e metaconglomerados. Os metapelitos-metarritmitos são constituídos por filitos pelíticos e xistos. Os quartzitos constituem lentes intercaladas a metapelitos e a metaconglomerados. A subunidade clástico-química é formada por xistos e rochas cálcio-silicáticas. A subunidade química engloba mármore calcíticos a dolomíticos, quartzitos e metapelitos. Anfibólio xistos da subunidade metavulcânica básica se intercalam com metapelitos. A subunidade magnesiânica é formada por tremolita xistos e tremolita-actinolita xistos subordinados.

Segundo Silva (1991) a evolução estrutural do Complexo Metamórfico Brusque é marcada por uma tectônica de caráter tangencial (D1-D2), responsável pelas xistosidades S1 e S2.

A fase transcorrente (D3) originou dobras fechadas e abertas, com clivagem de fratura planoaxial (N40-60E). No contato com os granitos formaram-se cornubianitos de fácies albita-epidoto cornubianito e piroxênio cornubianito (PHILIPP *et al.*, 2004).

Basei *et al.* (1990) evidenciaram idades entre 1500 a 2000 Ma (U/Pb) para a sedimentação do Complexo Metamórfico Brusque em cristais de zircão de xistos pelíticos. A idade da bacia precursora do Complexo Metamórfico Brusque seria então menor que  $2023 \pm 7$  Ma (U/Pb SHRIMP) (HARTMANN *et al.* 2003).

### 3.6 SUÍTE INTRUSIVA GRANÍTICA VALSUNGANA-GUABIRUBA

As Suítes Graníticas Valsungana e Guabiruba foram definidas por Trainini *et al.* (1978), a partir das denominações “Granodiorito Valsungana” e “Granito Guabiruba”, empregados originalmente por Schulz Junior *et al.* (1969).

Segundo Lopes (2008) a Suíte Granítica Valsungana se situa no leste do Estado de Santa Catarina e corta rochas do Complexo Metamórfico Brusque.

Os granitoides têm cor cinza claro a localmente róseo, textura porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino em meio à matriz média a grossa. Sua composição varia de monzogranitos a sienogranitos (CALDASSO *et al.*, 1988).

As rochas da suíte intrusiva Valsungana-Guabiruba possuem caráter cálcio-alcalino, afinidade sub-alcalina e caráter levemente peraluminoso, semelhante ao observado em ambientes pós-colisionais (BASEI *et al.*, 2011). Estes granitoides se comparam aos granitos do tipo A. O padrão de elementos terras-raras é marcado por forte fracionamento dos ETR's leves e pesados, e sutil anomalia negativa de Eu (BASEI *et al.*, 2011).

Segundo Basei *et al.* (2011) as datações realizadas no granito apontaram as seguintes idades: U/Pb SHRIMP em zircão com idades de  $588 \pm 6,2$  Ma. Idades em cristais de monazita de granitoides de Camboriú (PHILIPP *et al.*, 2009), indicaram valores em torno 620-600 Ma para o magmatismo Valsungana. Dados K/Ar variam entre 550 e 580 Ma, sendo que as idades mais



velhas seriam relacionadas ao resfriamento dos granitoides, enquanto as mais novas podem representar um episódio tectono-termal (BASEI *et al.*, 2011).

Os corpos da suíte granítica Guabiruba são na maior parte das vezes pequenos, ocorrendo na forma de *stocks*. Localizam-se na região de Guabiruba, Serra da Tijuca, Nova Trento, Nova Itália, Serra da Bateia e Barra da Areia (CALDASSO *et al.*, 1988). Estes granitoides têm cores cinza claro e textura equigranular fina a média. A mineralogia é composta por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita. Essa suíte é composta por sieno e monzogranitos.

### 3.7 GRANITO ITAPEMA

O Granito Itapema situa-se entre a Zona de Cisalhamento Itajaí e a Zona de Cisalhamento Major Gercino e forma um corpo tabular intrudido em ortognaisses e anfibolitos (BITENCOURT e NARDI, 2004). Segundo Rivera *et al.* (2004) a intrusão possui cerca de 100 km<sup>2</sup> com orientação geral E-W a NE-SW. Seus contatos com o Complexo Metamórfico Brusque e com os gnaisses do Complexo Camboriú são parcialmente obliterados pelos granitoides neoproterozoicos, e grande parte da sua borda sudeste é coberta por sedimentos cenozoicos.

A intrusão envolve hornblenda-biotita granodioritos e biotita monzogranitos heterogranulares médios a finos, com foliação de fluxo subhorizontal (RIVERA *et al.*, 2004).

Hartmann *et al.* (2003), realizaram datações em sete cristais de zircão utilizando-se do método U-Pb–SHRIMP. Essas datações revelaram idades de 2021 ± 14 Ma a 590 Ma. Alguns cristais de zircão apresentaram núcleos herdados de 2,9 Ga.

### 3.8 BATÓLITO DE FLORIANÓPOLIS

O Batólito de Florianópolis está localizado no Estado de Santa Catarina, na região dos municípios de Paulo Lopes, Garopaba, Florianópolis e Laguna. É formado por intrusões graníticas em ortognaisses do Complexo Águas Mornas (ZANINI *et al.*, 1997), em migmatitos do Complexo Migmatítico de Camboriú (CHEMALE *et al.*, 1995), e nas rochas do Complexo Metamórfico Brusque

(BASEI *et al.*, 2000; PHILIPP *et al.*, 2004). O Batólito de Florianópolis é composto pelas unidades: Complexo Águas Mornas, Suíte Paulo Lopes, Suíte Pedras Grandes, Suíte Cambirela e Suíte Maruim (BINTENCOURT *et al.*, 2008).

### 3.8.1 Complexo Águas Mornas

O Complexo Águas Mornas (ZANINI *et al.* (1997) compreende ortognaisses graníticos e paragnaisses calciossilicáticos. Segundo Bitencourt *et al.* (2008) os ortognaisses têm cor cinza com níveis esbranquiçados a rosados, granulação média a fina e bandamento metamórfico paralelo a injeções leucograníticas. Os paragnaisses têm cor cinza escuro esverdeada, com bandamento definido pela alternância de bandas félsicas e bandas máficas.

São aceitos três eventos deformacionais (D1, D2 e D3), acompanhados por três eventos metamórficos regionais (M1, M2 e M3). O evento D1 deu origem ao bandamento metamórfico (M1) e a injeção concordante de leucogranitos. O segundo evento (D2) é caracterizado por uma deformação milonítica. O evento D3 é representado pela deformação das estruturas anteriores.

Segundo Bitencourt *et al.* (2008) as paragêneses encontradas nos gnaisses indicam que o Complexo Águas Mornas sofreu metamorfismo regional em condições mínimas da fácies anfíbolito médio. Dados U-Pb SHRIMP apresentados por Silva *et al.* (2000) indicam idade de  $2,175 \pm 13$  Ma para a cristalização do protólito e  $592 \pm 5$  Ma para um evento de cisalhamento e hidrotermalismo.

### 3.8.2 Suíte Paulo Lopes

A designação Suíte Intrusiva Paulo Lopes foi adotada primeiramente por UFRGS (1999) e corresponde ao Granito Paulo Lopes, Granitoides Garopaba e Gabro Silveira.

O Granito Paulo Lopes é constituído por biotita monzogranitos a sienogranitos porfíricos. Há uma foliação definida pela orientação de megacristais de feldspato, com direção NNE e NE e mergulhos subverticais.

Enclaves máficos de composição básica a intermediária são comuns (BITENCOURT *et al.*, 2008).

Os Granitoides Garopaba são formados por biotita granodioritos a monzogranitos porfiríticos de matriz média a grossa, com megacristais de feldspato potássico. A foliação primária é concordante com a foliação do Granito Paulo Lopes. Enclaves microgranulares máficos são muito abundantes, possuem dimensões centimétricas a métricas, formas ameboides ou ovaladas, contatos difusos e lobados, e composição gabroica a diorítica (BITENCOURT *et al.*, 2008).

O Gabro Silveira é composto por dioritos, microgabros e quartzo-dioritos, e apresenta formas arredondadas (BITENCOURT *et al.*, 2008).

A idade da suíte é determinada pelo método U-Pb SHRIMP e possui aproximadamente  $626 \pm 8$  Ma, efetuada por Silva *et al.* (2003) no Granito Paulo Lopes, e interpretada como a idade de sua cristalização.

### 3.8.3 Suíte Pedras Grandes

A Suíte Intrusiva Pedras Grandes (TRAININI *et al.* 1978, SILVA 1987) reúne os granitos Vila da Penha e Serra do Tabuleiro.

O Granito Vila da Penha compreende sienogranitos e monzogranitos heterogranulares e porfiríticos, com estrutura pouco foliada ou maciça. São comuns enclaves e injeções de leucogranitos (BITENCOURT *et al.*, 2008).

O Granito Serra do Tabuleiro tem cor cinza claro, corresponde aos (hornblenda)-biotita monzo a sienogranitos e possui estrutura maciça. Suas variedades texturais são agrupadas em três fácies: equigranular, heterogranular e porfirítica (BITENCOURT *et al.*, 2008). Segundo Zanini *et al.* (1997), ambos os granitoides pertencem à série alcalina sódica. Dados U-Pb SHRIMP apresentados por Silva *et al.* (2003) indicam idade magmática de  $597 \pm 9$  Ma.

### 3.8.4 Suíte Cambirela

A Suíte Cambirela (ZANINI *et al.* 1997) representa a última fase do magmatismo alcalino das folhas Florianópolis-Lagoa e compreende o Granito Itacorumbi, Granito Ilha, Rochas Hipabissais e o Riólito Cambirela.

O Granito Itacorumbi, denominado por Zanini *et al.* (1997), corresponde a hornblenda-biotita monzogranitos, subordinadamente biotita sienogranitos acinzentados, porfiríticos, ricos em enclaves microgranulares máficos.

O Granito Ilha, sugerido por Zanini *et al.* (1997) é formado por monzogranitos a sienogranitos de textura equigranular média a grossa. Prevaecem os biotita leucogranitos, mas também observam-se rochas abundantes em minerais máficos (UFRGS, 1999).

As Rochas Hipabissais (UFRGS, 1999) compreendem diques ácidos, diques de diabásio e diques compostos, cuja parte central é riolítica a dacítica, e cujas bordas são de diabásio. Os diques ácidos têm espessura de 2 a 15 m, e são constituídos por riolitos e dacitos. Os diques de diabásio têm orientação geral N-S e NE-SW e espessura de 1,5 a 60 m. Os diques compostos são corpos hipabissais marcados pela ocorrência de termos máficos e félsicos na mesma intrusão.

O Riolito Cambirela (ZANINI *et al.* 1997) engloba riolitos, riodacitos e ignimbritos. Os riolitos são acinzentados, porfiríticos e maciços. Os ignimbritos são cinza e porfiríticos (ZANINI *et al.* 1997, BITENCOURT *et al.*, 2008).

Segundo Zanini *et al.* (1997) os dados químicos apresentados para a Suíte Cambirela indicam sua afinidade alcalina, com predominância de termos metaluminosos sobre peralcalinos.

Os dados geocronológicos obtidos por Basei (1985) para o Riolito Cambirela indicam idades de  $552 \pm 17$  Ma e para o Granito Ilha idades de  $524 \pm 68$  Ma (Rb/Sr - rocha total).

### 3.8.5 Suíte Maruim

A Suíte Intrusiva Maruim compreende o Granito São Pedro de Alcântara, o Granito Rio das Antas, o Granodiorito Alto da Varginha e o Tonalito Forquilha.

O Granito São Pedro de Alcântara tem cor cinza escuro, granulação grossa e textura porfirítica. É composto por monzogranitos, quartzo monzonitos e sienogranitos (ZANINI *et al.*, 1997).

O Granito Rio das Antas possui cor cinza, granulação média porfirítica e composição sienogranítica a monzogranítica (ZANINI *et al.*, 1997).

O Granodiorito Alto da Varginha é cinza, tem textura heterogranular média a fina e estrutura de fluxo. A composição é caracterizada por

granodioritos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos e monzogranitos. Idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $579 \pm 8$  Ma são atribuídas à cristalização (SILVA *et al.*, 2002).

O Tonalito Forquilha abrange tonalitos, quartzo dioritos e quartzo monzodioritos cinza escuro, de textura média a fina, com fraca foliação. Dados  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  indicam idades de cristalização de  $611 \pm 3$  Ma (SILVA *et al.*, 2002).

### 3.9 BACIA DE CAMPO ALEGRE

A Bacia de Campo Alegre situa-se no nordeste de Santa Catarina, tem área de  $500 \text{ km}^2$  e forma triangular (CITRONI *et al.*, 2001). Possui na base ortoconglomerados polimíticos e arcósios. Sobre estes, há derrames vulcânicos básico-intermediários, camadas siltico-arenosas, derrames ácidos, rochas piroclásticas e, no topo ocorrem siltitos e tufos (CITRONI *et al.*, 2001).

As rochas são ricas em  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , contendo variações de traquitos e riolitos de ambiente intraplaca. A distribuição bimodal indica uma alternância em sílica de 53 a 63%, passando desde basaltos nefeliníticos, fonolitos, dacitos e riodacitos e riolitos e traquitos (CITRONI *et al.*, 2001).

Segundo Siga Junior (1995) a idade U-Pb em zircões de  $602 \pm 11$  Ma de riolitos das bacias Campo Alegre e Guaratubinha, é interpretada como sendo a época de cristalização e consequente formação das rochas vulcânicas. A datação U-Pb nas rochas vulcânicas ácidas em cristais de zircão acusou idade de  $598 \pm 29$  Ma, relacionando-a ao evento magmático neoproterozoico pós-colisional (BASEI *et al.*, 1998).

### 3.10 BACIA DO ITAJAÍ

A Bacia do Itajaí está localizada no leste do Estado de Santa Catarina, abrange uma área de  $1800 \text{ km}^2$  (ROSTIROLLA *et al.*, 1992), e está limitada por falhas. Ao norte faz contato com o Complexo Granulítico de Santa Catarina e a sul com o Complexo Tabuleiro, Granito Valsunganga e Complexo Metamórfico Brusque.

A Bacia do Itajaí abrange seqüências turbidíticas (MACEDO *et al.*, 1984) ou sedimentos detríticos, cortados por riolitos e granitos (SILVA *et al.*, 1981) ou ainda por sedimentos siliciclásticos terrígenos (ROSTIROLLA *et al.*, 1992). As

rochas siliciclásticas de granulometria grossa, designadas de seqüência Gaspar por Appi *et al.* (1990), são depósitos originados em planície de maré e correspondem a leques aluviais e deltaicos retrogradantes.

Segundo Rostirolla *et al.* (1992), o Grupo Itajaí pode ser determinado em 4 unidades faciológicas em um contexto de bacia flexural de antepaís. A unidade 1 corresponde a depósitos continentais a plataformais retrogradantes; a unidade 2 compreende um sistema de leques subaquosos de água profunda; a unidade 3 caracteriza-se por depósitos pelíticos que avançam em direção à margem norte da bacia, refletindo condições transgressivas e a unidade 4 representa depósitos costeiros progradantes. A porção central da bacia é formada por sistemas turbidíticos na base e pelíticos no topo, composta por arenitos, pelitos e ritmitos e a porção sul e sudeste é formada por sistemas de leques deltaicos regressivos.

Rostirolla *et al.* (1992), identifica uma fase D1 marcada por megadobras de cunho regional e dobras mesoscópicas isoladas ou contidas nos flancos das megadobras; clivagem pouco penetrativa e restrita a folhelhos, siltitos e ritmitos; falhas reversas; falhas transcorrentes com cinemática dextral e sinistral; juntas e falhas normais. A fase D2 é formada por dobras suaves de caráter regional; falhas subverticais de reativação e cinemática contrária à D1.

Análises realizadas por Macedo *et al.* (1984) em ardósias mostram que a deposição ocorreu há  $548 \pm 48$  Ma e que essas rochas sofreram anquimetamorfismo em torno de 550 Ma (Rb/Sr em rocha total e frações de folhelho e siltito).

### 3.11 MICROPLACA CURITIBA

A Microplaca Curitiba é limitada a noroeste pelo Domínio Apiaí por meio da Zona de Cisalhamento Lancinha (BASEI *et al.*, 1998a) e a sudeste com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luís Alves (SIGA JUNIOR, 1995). É constituída por granitos cálcio-alcálicos deformados (Suíte Rio Piên, MACHIAVELLI *et al.*, 1993), gnaisses-migmatíticos bandados, gnaisses graníticos bandados, leucogranitos foliados e biotita gnaisses com intercalações de anfíbolitos e de xistos magnesianos (Complexo Atuba), recobertos pelas rochas metassedimentares Capiru, Setuva e Turvo-Cajati.

Os gnaisses e migmatitos mostram uma foliação Sn de direção NE-SW (BASEI *et al.*, 1992; SIGA JUNIOR *et al.*, 1993 e SIGA JUNIOR, 1995). Os critérios cinemáticos indicam transporte para sul-sudeste.

Datações U-Pb em zircão revelam idades em torno de 2,1 Ga. Os diagramas Rb-Sr indicam idades entre 2,2-1,9 Ga, com razões iniciais entre 0,703 e 0,708 (SIGA JUNIOR 1995). Datações pelo método Rb-Sr em rocha total e em minerais indicam idades de 577 e 617 Ma, obtidas em mobilizados quartzo-feldspáticos e leucossoma de migmatitos. As idades K-Ar de 620 a 560 Ma refletem processos termo-tectônicos neoproterozoicos. Datação Sm-Nd em rocha total (гнаisses) e em granada, plagioclásio e anfibólio forneceu idade de  $585 \pm 30$  Ma, atribuída ao reequilíbrio dos minerais às novas condições de P-T.

O Complexo Máfico-Ultramáfico de Piên se situa entre Paraná e Santa Catarina e abrange serpentinitos e xistos magnesianos (GIRARDI, 1976).

Foram efetuados estudos geocronológicos através de análises Rb/Sr e K/Ar (GIRARDI, 1974). Tais dados possibilitaram sugerir que após a intrusão das rochas básicas e ultrabásicas ocorreu metamorfismo em condições de fácies granulito durante o Ciclo Transamazônico (2 Ga). Já durante o Ciclo Brasileiro ocorreu forte migmatização regional (650 Ma) e a formação do Granito Agudos (580 Ma). Segundo Machiavelli (1991) e Machiavelli *et al.* (1993) os granitoides deformados da região de Piên mostraram idades neoproterozoicas.

### 3.12 TERRENO PARANAGUÁ

O Terreno Paranaguá se situa no sul-sudeste do Brasil, em partes de Santa Catarina, Paraná e São Paulo (FIGURA 1), formando uma faixa de direção NE-SW de 250 km de extensão e 30 km de largura. De acordo com Cury (2009) o contato com as microplacas Luís Alves e Curitiba é representado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra a sul e pelas zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara a norte.

Esse terreno aflora em um complexo ígneo polifásico, constituído pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. As rochas encaixantes deste complexo são formadas por gnaisses e migmatitos (Complexo São Francisco do Sul) e rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras (CURY, 2009).

A Suíte Morro Inglês (LOPES, 1987) é composta por monzogranitos porfiríticos, granodioritos, sienogranitos, tonalitos e dioritos. Esses granitos possuem cor cinza claro a escuro, granulação grossa a muito grossa, com fenocristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo. Apresentam estrutura maciça ou foliada, e incipiente a intensa deformação. São cálcio-alcálicos de alto K a shoshoníticos, com concentrações mais ou menos altas de Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th e K<sub>2</sub>O (CURY, 2009). Mostram assinaturas litoquímicas concordantes com rochas formadas em arco magmático maduro, com fontes modificadas pela contaminação crustal

A Suíte Rio do Poço (LOPES, 1987) compreende leucogranitos com duas micas e granitos porfiríticos com textura rapakivi. Os leucogranitos apresentam granulação inequigranular média, estrutura maciça ou com foliação de fluxo, e são constituídos por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, muscovita, allanita, apatita e zircão. Exibem caráter marginalmente peraluminoso, compatíveis com os granitos tipo I. Os sienogranitos e monzogranitos porfiríticos mostram textura hipidiomórfica a xenomórfica, estrutura maciça, e são compostos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, apatita, allanita e zircão. Apresentam características compatíveis com granitos do tipo A, e são metaluminosos a marginalmente peraluminosos.

A Suíte Canavieiras-Estrela é formada por quartzo-monzodioritos, leucogranodioritos, sienogranitos e monzogranitos, com termos inequigranulares e porfiríticos. Apresenta foliação e feições deformacionais nos feldspatos. Ocorrem enclaves anfíbolíticos estirados e *boudinados* (CURY, 2009).

Segundo Cury (2009) as idades das suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela estão no intervalo de 600 a 580 Ma e marcam o principal período do magmatismo no Terreno Paranaguá.

O Complexo São Francisco do Sul é formado por gnaisses compostos por dioritos, quartzo monzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos, cujas datações U-Pb apontam para cristalização do zircão no Paleoproterozoico (2173 ± 18 Ma), Neoproterozoico (626 ± 25 Ma) e no Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma) (CURY, 2009).

A Sequência Rio das Cobras engloba biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, calco-xistos, ganada-silimanita-sericita-quartzo xistos, quartzitos, gnaisses granatíferos, mármore e anfíbolitos. Análises U-Pb em zircão dos gnaisses de alto grau forneceram idades de 1,8 a 2,1 Ga (CURY, 2009).



## 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo limita-se à apresentação dos conceitos das principais estruturas que serão estudadas ao longo deste trabalho.

### 4.1 ZONAS DE CISALHAMENTO

As zonas de cisalhamento são estruturas importantes e, em geral, contêm feições internas que revelam o tipo e a história da deformação, sendo úteis no entendimento do desenvolvimento tectônico de uma região (FOSSSEN, 2012).

A evolução nos estudos provocou várias definições conceituais. Segundo Mckinstry (1948) as zonas de cisalhamento são feições estruturais que distribuem a deformação litosférica gerada pelo encurtamento crustal. De acordo com Ramsay (1967) são zonas estreitas e planares de grande escala, onde ocorrem deslocamentos laterais de paredes rochosas. Conforme Sibson (1977) são zonas de fraqueza submetidas a processos deformacionais localizados. Consoante Ramsay (1980) as zonas de cisalhamento são definidas como zonas planares a curvilíneas que concentram elevada deformação e acomodam movimentos de volumes de rochas. A natureza da deformação varia de acordo com o tipo de rocha, pressão, profundidade da crosta e gradiente térmico. Segundo White *et al.* (1980), as zonas de cisalhamento são zonas planares de deformação concentrada, que contribuem para acomodar uma taxa de *strain* regional ou local. Para Pluijm e Marshak (1997) são faixas mais ou menos estreitas, planares ou curvas, de intensa deformação a taxas variáveis. Fossen (2012) define as zonas de cisalhamento como uma zona tabular onde a deformação é maior que a deformação das rochas ao seu redor.

A deformação não ocorre de forma homogênea, e a concentração da deformação leva ao desenvolvimento de tramas e associações minerais características, que refletem condições de pressão, temperatura, tipo de fluxo, direção de movimento e a história de deformação da zona de cisalhamento (PASSCHIER e TROUW, 2005).

A foliação milonítica que se desenvolve apresenta aspecto anastomosado, gerado em grande parte por mecanismos de *strain softening*, podendo ocorrer locais onde a deformação é quase nula.

De acordo com Bell (1985) as zonas de cisalhamento se dividem conforme a partição da deformação, em consequência de heterogeneidades primárias ou secundárias da rocha, onde os minerais ou rochas podem concentrar-se em zonas sem deformação; zonas de compressão progressiva; zonas de compressão e cisalhamento progressivo; e zonas de cisalhamento progressivo.

Segundo Ramsay e Huber (1983) as zonas de cisalhamento são classificadas em rúpteis, rúpteis-dúcteis, dúcteis-rúpteis e dúcteis. Em um mesmo evento de deformação, dependendo do nível crustal, é possível ocorrer deformações dúcteis e rúpteis, podendo ser gerados milonitos e cataclasitos (FIGURA 7) de forma simultânea (SIBSON, 1977).

		Trama aleatória		Trama foliada		% matriz	
Sem coesão		Brecha de falha (fragmentos visíveis > 30%)		?			
		Farinha de rocha ou Gouge (fragmentos visíveis < 30%)		?			
Coeso	Vítreo	Pseudotaquilito		?			
	Natureza da matriz Redução tectônica de grãos domina sobre recristalização	Brecha de moagem (fragmentos > 0,5 cm)		?		< 10%	
		Brecha de moagem fina (fragmentos 0,1 a 0,5 cm)					
		Microbrecha de moagem (fragmentos < 0,1 cm)					
	Série dos cataclasitos	Protocataclasito		Série dos milonitos	Protomilonito		10 a 50%
		Cataclasito			Milonito		50 a 90%
Ultracataclasito		Ultramilonito			90 a 100%		
Recristalização pronunciada	?		Blastomilonito				

FIGURA 7 – Classificação de tectonitos gerados em zonas de cisalhamento e/ou em falhas (SIBSON, 1977).

Conforme Ramsay (1980) as zonas de cisalhamento predominantemente rúpteis são caracterizadas por estreitas faixas planares de paredes subparalelas, onde se concentra a deformação com taxas variáveis. São representadas por zonas de falha e a deformação é evidenciada pelo intenso quebramento. Ocorrem em nível estrutural superior e intermediário, até cerca de 15 km de profundidade.

Segundo Fossen (2012) os mecanismos do cisalhamento rúptil são controlados pelo fluxo cataclástico. Microfraturamentos, deslizamento friccional em limites de grãos e rotação rígida de fragmentos de grãos são desenvolvidos

tanto em nível cristalino, quanto em nível de blocos e maciços rochosos. O regime rúptil é controlado pela pressão e baixas temperaturas (PLUIJM e MARSHAK, 1997).

De acordo com Bursnall (1989) as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e dúctil-rúptil são caracterizadas pela ocorrência de elementos tanto dúcteis quanto rúpteis, de acordo com a composição da rocha, tamanho do grão, pressão de fluidos e orientação das anisotropias. Com o aumento da pressão e temperatura, o corpo tende a apresentar uma maior capacidade de acomodar certa deformação, até onde pode ser submetido a uma tensão sem sofrer deformação rúptil. Quando ultrapassado este ponto, o material é rompido pela perda de coesão (DAVIS e REYNOLDS, 1996).

Para Bursnall (1989) as zonas de cisalhamento dúctil se distinguem pela recristalização acentuada, com texturas e estruturas de fluxo plástico. São necessárias profundidades maiores que 15 km e temperaturas superiores a 300°C. As rochas geradas possuem trama foliada e são pertencentes às séries dos milonitos. Nas zonas de cisalhamento dúctil podem ocorrer processos cataclásticos, porém o mecanismo mais característico é o superplástico.

Segundo White *et al.* (1980) a nucleação das zonas dúcteis acontece por concentração de *stress* ou por heterogeneidades da rocha, que passa a concentrar a deformação através de mecanismos de *strain softening*.

#### 4.1.1 Milonitos e indicadores cinemáticos

O termo milonito é derivado do latim e significa moagem ou fragmentação (FOSSSEN, 2012). Esse processo foi julgado responsável pela formação da zona de cavalgamento de Moine (Escócia) por Lapworth (1885). Atualmente sabemos com o auxílio da microscopia óptica e eletrônica que os milonitos são originados por mecanismos de deformação plástica, e aplicados a rochas fortemente deformadas que apresentam granulação mais fina que as rochas ao seu redor, além de foliações e lineações marcantes. Os milonitos são frequentes em zonas de cisalhamento de alto ângulo, extensionais e de cavalgamento (FOSSSEN, 2012).

Segundo Trouw *et al.* (2010) os milonitos podem ser classificados conforme as texturas e estruturas reconhecidas em lâminas delgadas. De

acordo com essa classificação, os milonitos foram distribuídos em milonitos de baixo grau, milonitos de grau médio e milonitos de alto grau (FIGURA 8).

Os milonitos de baixo grau apresentam porfiroclastos de feldspatos freqüentemente fraturados; temperatura da ordem de 250 a 500°C; estruturas assimétricas como indicadores do sentido de cisalhamento; transição clara entre os domínios de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos; cristais de quartzo menores que 50 micrômetros e marcados pela mudança de forma do grão, formação de subgrãos e extinção ondulante.

Os milonitos de médio grau mostram as seguintes características: são formados por porfiroclastos de feldspato com extinção ondulante e estruturas de núcleo-manto; temperatura entre 500 a 650°C; estruturas assimétricas pouco evidentes; quartzo completamente recristalizado por processo de rotação de subgrãos e tamanho de grão maior que 50 micrômetros; raro fraturamento e transição de caráter gradativo para rochas não miloníticas.

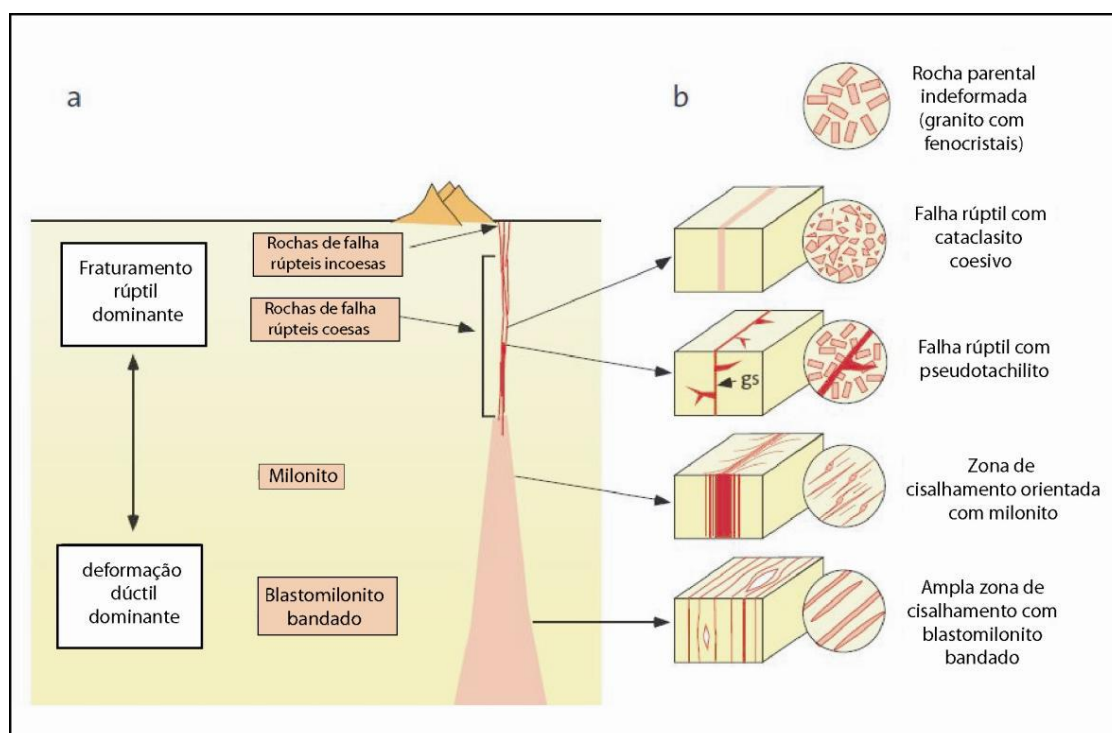


FIGURA 8 – A) Representação dos mecanismos de cisalhamento dominantes em nível estrutural superior e inferior. B) Distribuição dos principais tipos de rochas de falha gerados com a profundidade. (Adaptado de: TROUW *et al.*, 2010).

Os milonitos de alto grau são caracterizados por cristais de quartzo maiores que 200 micrômetros e feldspato maiores que 100 micrômetros; temperatura maior que 650°C; estruturas simétricas e intensa recristalização.

Muitos milonitos possuem estruturas assimétricas geradas por cisalhamento simples, que permitem reconhecer o sentido de movimento. Os indicadores cinemáticos devem ser interpretados nas escalas microscópica e macroscópica. Os mais comuns são: superfícies S-C, assimetria de dobras, deformação e rotação de minerais, foliação oblíqua, micas pisciformes e caudas de deformação em feldspatos.

#### 4.2 DEFORMAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS

As investigações microestruturais dos processos de deformação representam um importante elemento para a análise cinemática, dinâmica e reológica das rochas, o que propicia um melhor entendimento da história deformacional de regiões geográficas particulares da superfície da Terra (KNIPE, 1989).

Diversos mecanismos de deformação operam durante os eventos tectônicos, originando microestruturas reconhecíveis por modelamentos teóricos dos processos deformacionais, em conjunto com observações naturais e experimentais de rochas deformadas em mapeamentos de campo. As diversas texturas e microestruturas, desenvolvidas em diferentes campos de tensão, têm auxiliado no reconhecimento da interação entre deformação, metamorfismo e ação dos fluidos (BEACH, 1980; WHITE *et al.*, 1980; ETHERIDGE *et al.*, 1983, KERRICH, 1986 e BELL *et al.*, 1986).

Segundo Voll (1976) a transição entre fácies nos granitos deformados de zonas de cisalhamento é evidenciada por microestruturas. As mudanças mineralógicas mais significativas estão nos feldspatos (GAPAIS, 1989). Para Menegon *et al.* (2006) o comportamento do feldspato potássico é importante para determinar a reologia da crosta continental. Carter e Tsenn (1987) relacionam em seção esquemática da crosta continental (FIGURA 9) a profundidade, pressão, temperatura e grau metamórfico com mecanismos de deformação atuantes.

A água é um componente importante que controla a deformação do quartzo. Sua presença no retículo do cristal modifica sua competência (PASSCHIER e TROUW, 2005). No metamorfismo de grau muito baixo (< 300°C), predominam microfraturamento, dissolução por pressão e processos de difusão. As estruturas formadas nestas condições são fraturas, *kink bands*,

dissolução e transferência de material. Localmente há recristalização por *bulging* em cristais de quartzo fortemente deformados (PASSCHIER e TROUW, 2005). No metamorfismo de baixo grau (300 – 400°C) os movimentos de defeitos produzem extinção ondulante e deformação lamelar. O mecanismo de deformação dinâmica predominante sob estas condições é a recristalização *bulging*. Em temperaturas médias (400 – 500°C) o mecanismo de recristalização dominante é a formação de subgrãos. (LLOYD e FREEMAN, 1994; STIPP *et al.*, 2002). Os cristais antigos podem ser completamente substituídos por material recristalizado (PASSCHIER e TROUW, 2005). Em temperaturas entre 500 – 700°C, o mecanismo de recristalização predominante é a migração dos limites do cristal. Os contatos entre os grãos possuem formas lobadas, e são comuns estruturas *pinning* (JESSELL, 1987; STIPP *et al.*, 2002). Acima de 700°C, rápida recristalização e recuperação geram mais cristais com menor energia interna. Os limites dos cristais são lobados (PASSCHIER e TROUW, 2005).

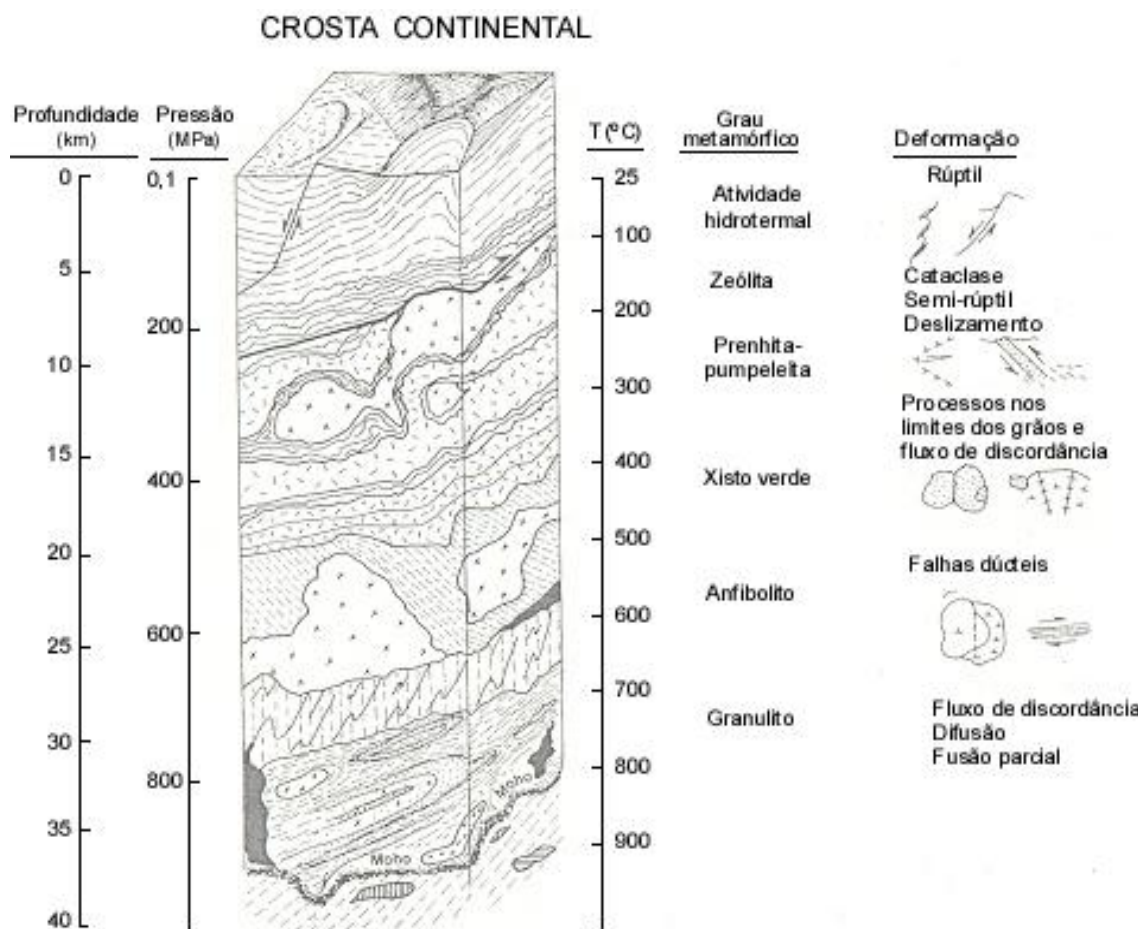


FIGURA 9 – Estrutura idealizada da crosta continental (CARTER e TSENN, 1987).

Os filossilicatos se deformam principalmente por deslizamento do plano basal, dissolução por pressão e microfraturamento (KRONENBERG *et al.*, 1990; SHEA e KRONENBERG, 1992; MARES e KRONENBERG, 1993), além de extinção ondulante, *kinking* e dobramento (WILSON, 1980; LISTER e SNOKE, 1984; BELL *et al.*, 1986b). Dobras e *kinks* são comuns nas micas, dobras ocorrem na borda de cristais e dissolução por pressão ou *kinking* ocorrem no centro dos cristais. Também podem desenvolver a estrutura *mica-fish*. Recristalização por migração dos limites do cristal é importante nos graus médio e alto (BELL, 1998).

Em condições de grau metamórfico muito baixo ( $T < 300^{\circ}\text{C}$ ), a deformação nos feldspatos é rúptil, resultando em fraturamento e fluxo cataclástico. De acordo com Passchier e Trouw (2005) as estruturas geradas nos cataclasitos são caracterizadas por fragmentos de grãos angulares de diversos tamanhos, falhamentos em escala cristalina e encurvamentos dos planos de clivagem e geminação. Análises realizadas em um microscópio eletrônico de transmissão têm revelado que estas estruturas não são devidas a emaranhados de discordâncias, mas a fraturamentos rúpteis (TULLIS e YUND, 1987). Nestas condições de temperatura, a geminação mecânica no plagioclásio e a mimerquita e a pertita em chama no feldspato potássico são indicadores de deformação (PRYER, 1993). Observações microestruturais sugerem que os feldspatos são mais fracos do que o quartzo devido aos planos de clivagem que reduzem sua resistência (EVANS, 1988). O comportamento rúptil é dominante nos feldspatos em condições de grau baixo ( $300$  e  $400^{\circ}\text{C}$ ), e é evidenciado por microfraturas (PASSCHIER e TROUW, 2005).

Conforme Pryer (1993) algumas feições como geminação encurvada, afinamento da geminação mecânica, extinção ondulante, bandas de deformação e *kink bands* podem estar presentes. A reação do plagioclásio nestas condições é mais ou menos rúptil, uma vez que sua temperatura de recristalização é de cerca de  $500 - 550^{\circ}\text{C}$  (VOLL, 1976). O feldspato potássico mostra deformação rúptil com redução de tamanho (GAPAI, 1989). A mimerquita e a pertita em chama também estão presentes (PRYER, 1993).

Em condições de baixo a médio grau metamórfico ( $400$  e  $500^{\circ}\text{C}$ ) o fraturamento nos cristais de plagioclásio é menos proeminente do que o *microkinking* (TULLIS e YUND, 1987). A recristalização ocorre por nucleação e crescimento de novos grãos (BORGES e WHITE, 1980; GAPAI, 1989; GATES

e GLOVER, 1989; TULLIS e YUND, 1991). Segundo Passchier (1982) as evidências deste processo são o desenvolvimento de grãos muito finos ao redor dos núcleos mais antigos, sem subgrãos nas faixas de transição. A albitização do feldspato potássico nestas condições está relacionada ao mecanismo de difusão por deformação (DEBAT, 1978), e a formação das pertitas em chama é motivada pela quebra retrógrada de plagioclásio e hidratação do feldspato potássico.

Em condições de fácies anfíbolito (500 e 700°C), a deformação nos feldspatos é rúptil e dúctil. O movimento de discordâncias torna-se mais fácil com o aumento da temperatura, estruturas manto-núcleo podem se desenvolver, subgrãos e recristalização dinâmica são comuns.

Nas condições de alto grau (700 e 900°C), o mecanismo de deformação predominante é a plasticidade cristalina. O plano mais favorável de deslizamento de discordâncias no plagioclásio é o plano da geminação albita (010) e as direções mais favoráveis são as [001] e [100] (MONTARDI e MAINPRICE, 1987; JI e MAINPRICE, 1988; DORNBUSH *et al.*, 1994; ULLEMEYER *et al.*, 1994; KRUHL, 1987). O salto de discordância é difícil e pode levar ao fraturamento rúptil. Os processos de restauração incluem recristalização por migração das bordas dos grãos e por rotação de subgrãos. Segundo Carvalho (2005) a difusão torna-se o mecanismo dominante em condições de temperatura acima de 900°C.

De acordo com Nardi e Bittencourt (1986) os granitos deformados podem ser classificados em quatro estágios: estágio não deformado, estágio deformado incipiente, estágio de deformação intermediária e estágio de deformação avançada. No estágio não deformado prevalecem características da rocha ígnea original (cristais ígneos, zoneamento ígneo, minerais com tamanho original e foliação primária). O estágio deformado incipiente mostra uma foliação milonítica pouco evidente com megacristais preservados, e alguns indícios de recristalização e diminuição do tamanho de grão. No estágio de deformação intermediária são geradas rochas com estruturas e texturas protomiloníticas e miloníticas. A deformação dúctil prevalece nestas condições. É iniciada a geração de feições do tipo *augen*. No estágio de deformação avançada a deformação é mais uniforme, mais penetrativa, com foliação milonítica bem marcante. Os porfiroclastos têm orientação e são contornados pela foliação. As rochas menos hidratadas geram texturas miloníticas de



granulação muito fina e as rochas mais hidratadas geram ortognaisses de granulação grossa, com bandamento composicional evidente e segregação de bandas félsicas e máficas.

#### 4.3 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Em rochas deformadas, as microestruturas podem sugerir diferentes mecanismos intracristalinos (SCHMID, 1982; BORRADAILE *et al.*, 1983; ZWART *et al.*, 1987). Esses mecanismos variam em função da pressão, temperatura, nível de esforço e do ambiente químico e têm auxiliado no reconhecimento da interação entre deformação, metamorfismo e ação dos fluidos (BEACH, 1980; WHITE *et al.*, 1980; ETHERIDGE *et al.*, 1983; KERRICH, 1986; BELL *et al.*, 1986).

Segundo Mesquita (1991), os fatores que condicionam a atuação dos diferentes mecanismos de deformação em uma rocha é função de um grande número de variáveis ambientais e litológicas.

Os mecanismos de deformação operam através de processos de plasticidade cristalina, difusão e fraturamento (FIGURA 10).

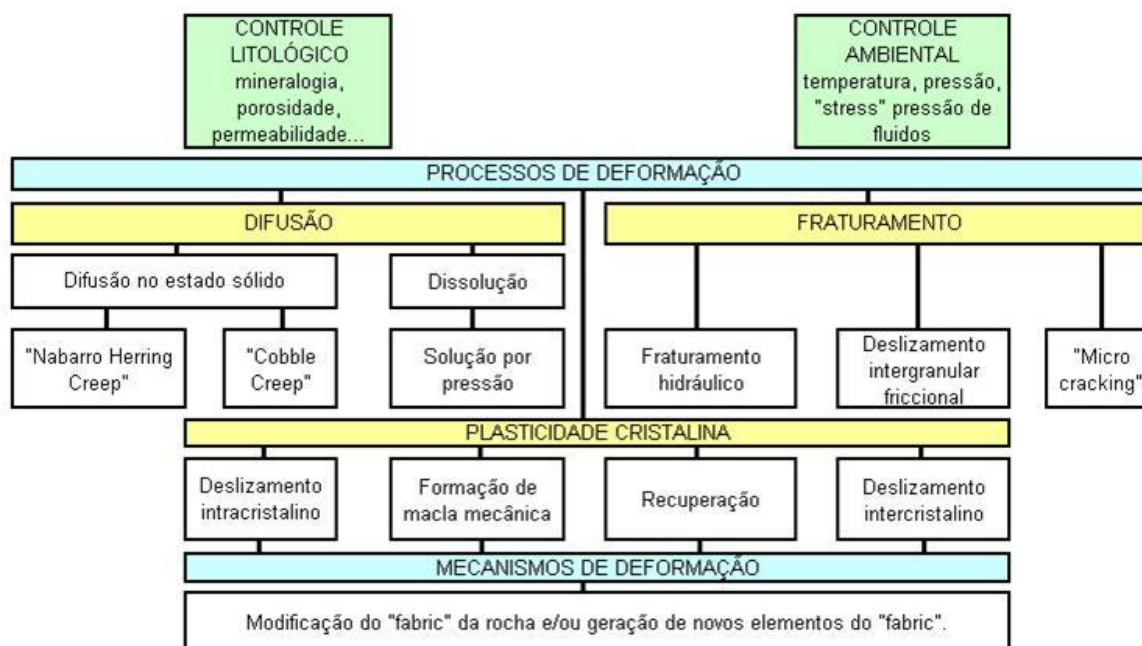


FIGURA 10 – Fluxograma ilustrando a relação entre controle ambiental e litológico com processos durante a deformação das rochas (Adaptado de: MESQUITA, 1991).

#### 4.3.1 Plasticidade cristalina

A plasticidade cristalina evidencia-se pelo acúmulo de tensão por processos intracristalinos, como movimento dos defeitos e desenvolvimento de maclas mecânicas, e por processos intercristalinos como deslizamentos intergranulares (MESQUITA, 1991).

##### 4.3.1.1 Deformação intracristalina

Os cristais contêm defeitos dos retículos, que podem ser pontuais ou lineares. Os defeitos pontuais caracterizam-se pela falta ou pelo excesso de átomos ou moléculas no retículo, e são denominados respectivamente de vacâncias, de substituição e defeitos intersticiais. Os defeitos lineares podem ser originados devido a um meio plano extra no retículo do cristal. A extremidade deste plano é chamada de *edge dislocation* (PASSCHIER e TROUW, 2005).

##### 4.3.1.2 Geminação e *Kinking*

Durante a geminação, é gerada uma superfície de imperfeição que separa duas regiões do cristal, no qual uma é imagem em espelho da outra. A duplicação mecânica é produzida quando a tensão cisalhante age no corpo duplicado excedendo alguns valores críticos. Este mecanismo predomina em deformações de baixas temperaturas, ocorrendo em cristais de baixa simetria como calcita, dolomita, feldspatos e cordierita (PASSCHIER e TROUW, 2005; SCHEDL *et al.*, 1988). Durante o *kinking*, há leve mudança (torção) na orientação do retículo do cristal. Diferente da geminação, o corpo torcido não é imagem do outro. Este mecanismo ocorre em cristais com apenas um sistema ativo de deslizamento, como na muscovita, biotita, cianita, piroxênio e anfibólio (NICHOLAS e POIRIER, 1976).

##### 4.3.1.3 “*Recovery*” (Recuperação e formação de subgrãos)

De acordo com White (1977) restauração ou recuperação visa reduzir o excesso de defeitos acumulados na estrutura cristalina dos grãos deformados,

diminuindo a energia de deformação intracristalina. Alguns cristais possuem certa quantidade de energia interna, que será mínima se o retículo do cristal estiver livre de defeitos. A formação de feições deformadas como os deslocamentos intracristalinos, duplicações e torções aumentam a energia interna do cristal. A recuperação é um mecanismo capaz de diminuir a energia cisalhante do cristal, através da formação de subgrãos. (PASSCHIER e TROUW, 2005).

A rotação dos subgrãos e *bulge nucleation* é responsável pela geração de subgrãos e novos grãos (VAUCHEZ, 1990). Outros mecanismos para a formação de subgrãos são a migração lateral dos limites de *kink bands*, a redução da desorientação de bordas de grãos e o encontro de migração de bordas de grãos (MEANS e REE, 1988). Com o aumento da deformação, a evolução das feições é traduzida pela transição da extinção ondulante para bandas de deformação e subgrãos. Os subgrãos são caracterizados por extinção ondulante (FITZGERALD *et al.*, 1983; PASSCHIER e TROUW, 2005).

#### 4.3.1.4 Recristalização dinâmica

Conforme Vernon (1981) na recristalização ocorre a formação e/ou migração das bordas dos grãos. Este mecanismo contribui para a redução da densidade de defeitos em cristais deformados e gera novos grãos (WHITE, 1977). Com o aumento da temperatura e diminuição do *stress* ocorrem: *bulging*, rotação de subgrãos e migração dos limites do grão (PASSCHIER e TROUW, 2005).

##### 4.3.1.4.1 *Bulging* (BLG)

A baixa temperatura, o processo de *bulging* pode ocorrer no limite do cristal que possui alta densidade de defeitos. Este processo ocorre ao longo de limites de grãos antigos (PASSCHIER e TROUW, 2005).

##### 4.3.1.4.2 Rotação de subgrãos (SGR)

Ocorre quando os defeitos são adicionados aos limites dos subgrãos. Isso ocorre somente se os defeitos saltam (*climb dislocation*) de um plano

reticular a outro. Nestes casos, o ângulo entre o retículo dos cristais em ambos os lados do subgrão aumenta gradualmente até o subgrão não mais ser classificado como parte de outro grão. Um novo grão formou-se por progressiva desorientação de subgrãos ou rotação de subgrãos, e geralmente ocorre a temperaturas mais elevadas que o processo de *bulging* (PASSCHIER e TROUW, 2005).

#### 4.3.1.4.3 Migração dos limites do grão (GBM)

Ocorre nos átomos localizados ao longo do contato de cristais com elevado número de defeitos (END = elevado número de defeitos) com cristais com menor número de defeitos (BND = baixo número de defeitos).

Os átomos do cristal com “END” podem se deslocar ligeiramente ajustando-se ao retículo do cristal com “BND”. Este mecanismo resulta em um deslocamento local do limite dos cristais, com crescimento do cristal com “BND” em direção ao cristal com “END”. Isto resulta em novos pequenos cristais substituindo cristais antigos. Esta reorganização de material com a mudança no tamanho, forma e orientação é chamada migração dos limites do grão (PASSCHIER e TROUW, 2005).

#### 4.3.1.5 “Grain Boundary Sliding” (Deslizamentos de limite de grão)

Este mecanismo envolve deslizamentos entre as bordas dos grãos, sem perda de coesão. É um processo que provavelmente não ocorre sozinho, necessitando de difusão e/ou movimento de defeitos para acomodar a deformação. Os deslizamentos intergranulares reduzem o tamanho de grão e aumentam a ductilidade da rocha (PASSCHIER e TROUW, 2005).

Neste processo os grãos deslizam lateralmente durante a deformação. A difusão dos retículos e dos limites dos grãos é eficiente para alimentar os vazios ou lacunas formadas entre os grãos. A deformação é acomodada por cristais adjacentes flexíveis.

Este mecanismo produz tensões sem forte deformação dos grãos. Depois de submetidos a grandes tensões, os cristais não desenvolvem direções preferenciais (BEHRMANN, 1985).

#### 4.3.2 Difusão

A deformação pode induzir a difusão e transferência de material para zonas de menor *stress*. A difusão é dependente da variação no potencial químico da rocha, que por sua vez é compelido por variações da tensão, pressão de fluidos ou variações na deformação intracristalina (MESQUITA, 1991). Se a temperatura atuante no momento da deformação da rocha for relativamente alta em relação à temperatura de fusão dos minerais, os cristais podem se deformar unicamente por migração de sítios vazios no retículo. Este processo é chamado de difusão no estado sólido.

Os processos de difusão podem ser divididos em três tipos, relacionados principalmente aos locais de atuação da difusão: *Nabarro-Herring creep*, *Coble creep* e dissolução (VAUCHEZ, 1990).

A difusão do tipo fluxo de *Nabarro-Herring* opera pela difusão de vacâncias através da rede cristalina.

A difusão do tipo fluxo de *Coble* ocorre em superfície e opera pela difusão de vacâncias na rede cristalina ao longo das bordas dos grãos (PASSCHIER e TROUW, 2005).

A dissolução por pressão é caracterizada por um processo de transferência de massa por difusão intergranular (ELLIOTT, 1973; BEACH, 1979; RUTTER, 1983) e tem sido associada a condições de metamorfismo de baixo grau (MCCLAY, 1977; KERRICH *et al.*, 1976). Entretanto, Bell e Cuff (1989) associam a dissolução por pressão em situações de mais alto grau metamórfico. Os planos nos quais a dissolução por pressão ocorre são relativamente ricos em minerais opacos ou micáceos (PASSCHIER e TROUW, 2005).

#### 4.3.3 Fraturamento

Os processos de fraturamento acontecem principalmente nas rochas cataclásticas, mas também podem ocorrer em rochas miloníticas, e são divididos em *frictional grain boundary sliding*, *microcracking* e fraturamento hidráulico (MESQUITA, 1991).

O processo de deformação por *frictional grain boundary sliding* começa quando há perda de coesão e atrito entre os grãos. Segundo Knipe (1989) as

fraturas nos *kinks* das muscovitas e biotitas e as fraturas de cisalhamento nos feldspatos podem ser explicadas por este tipo de fraturamento.

De acordo com Mesquita (1991) o *microcracking* é resultado da deformação e abrange a nucleação, propagação e deslocamento de novas superfícies desenvolvidas.

O processo por fraturamento hidráulico ocorre quando a pressão de fluidos é igual ou maior que a pressão litostática e em ambientes onde a solução por pressão é frequente (RAMSAY, 1980).

#### 4.4 METAMORFISMO

Segundo Fernandes *et al.* (1990) o metamorfismo nas rochas graníticas é de difícil reconhecimento, devido a sua composição química não permitir a formação de minerais-índice. Entretanto, através de feições estruturais e microestruturais, podem-se alcançar estimativas de temperatura, *stress*, pressão de fluidos, reologia e relações entre deformação e processos químicos. Os mecanismos de deformação têm sido reconhecidos a partir de experimentos de laboratório e comparados com as análises efetuadas naturalmente.

De acordo com o grau de ductibilidade e o grau deformacional é possível a identificação de diferentes estágios de deformação, desde o estágio não-deformado até o estágio de deformação avançada. Os critérios utilizados são: nível de desenvolvimento da foliação, caráter penetrativo da deformação e as transformações texturais. Por outro lado, definir as condições da deformação pode se tornar difícil, pois as feições microestruturais revelam algumas combinações complexas e exclusivas da tectônica de uma área. Estas determinações tornam-se mais complicadas pelas dificuldades de estabelecer parâmetros químicos de caráter sintectônico (WHITE e MAWER, 1986).

Conforme Nardi e Bittencourt (1986) a composição mineralógica de uma rocha granítica depende da natureza do seu protólito e das condições de hidratação. Os processos são acompanhados de recristalização e cominuição. Embora não existam minerais-índice para rochas graníticas, o aumento do metamorfismo pode ser considerado com base nas texturas e transformações mineralógicas existentes. As modificações texturais podem ocorrer pelo aumento progressivo da deformação e metamorfismo regional e pelas

condições de desequilíbrio e transformação mineral em função da pressão e temperatura.

Devido às complexidades de determinar os fatores que controlam os processos metamórficos no metamorfismo de granitoides, o grau metamórfico é determinado em função da assembleia mineral das rochas encaixantes, o que é dúbio, uma vez que são imprescindíveis dados muito acurados sobre a distribuição das zonas metamórficas e cronologia das encaixantes (NARDI e BITENCOURT, 1986).

Passchier e Trouw (2005) mostram que os principais minerais formadores de uma rocha granítica podem marcar limites de temperatura. A recristalização do quartzo começa em 250°C, de feldspato potássico entre 400-450°C e de plagioclásio próximo de 550°C.

## 5. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS UNIDADES MAPEADAS

Neste capítulo são apresentados os resultados petrográficos e estruturais das rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul.

Os estudos foram desenvolvidos principalmente no lado oeste das ilhas de trabalho, e permitiram dividi-las de acordo com os principais litotipos presentes, diferenças composicionais, texturais, estruturais e posição geográfica. As ilhas de Balneário Barra do Sul são compostas por rochas gnáissicas, pertencentes ao Terreno Paranaguá (Complexo São Francisco do Sul), segundo similaridades petrográficas e estruturais. As ilhas de São Francisco do Sul são formadas predominantemente por rochas graníticas, com rochas básicas secundárias.

### 5.1 GEOLOGIA DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL

Das cinco ilhas situadas próximas do município de Balneário Barra do Sul, apenas duas (Remédios e Feia) foram estudadas pelo fato de possuírem locais apropriados ao desembarque. A ilha dos Remédios tem forma grosseiramente triangular, com largura variando até 700 metros e comprimento de aproximadamente 1000 m, e está orientada na direção N-NE. A ilha Feia aflora como corpo de forma triangular, alongada segundo a direção NE, com largura de 400 metros e comprimento de 350 m. São constituídas por rochas quartzo-feldspáticas fortemente foliadas com algumas porções relativamente ricas em enclaves metaultramáficos, anfibolíticos e gnáissicos.

As rochas quartzo-feldspáticas deformadas apresentam em escala de afloramento aspecto gnáissico, entretanto, como será apresentado a seguir, após análise no microscópio, estas rochas foram classificadas como pertencentes à série dos milonitos, de acordo com a classificação de Sibson (1977), onde as rochas com 10-50% da matriz recristalizada são denominadas de protomilonitos e as rochas com 50-90% da matriz recristalizada são designadas de milonitos. As principais unidades geológicas observadas na área de estudo foram cartografadas no mapa geológico de escala 1:2.500, apresentado nas FIGURAS 11 e 12 e no ANEXO 1.



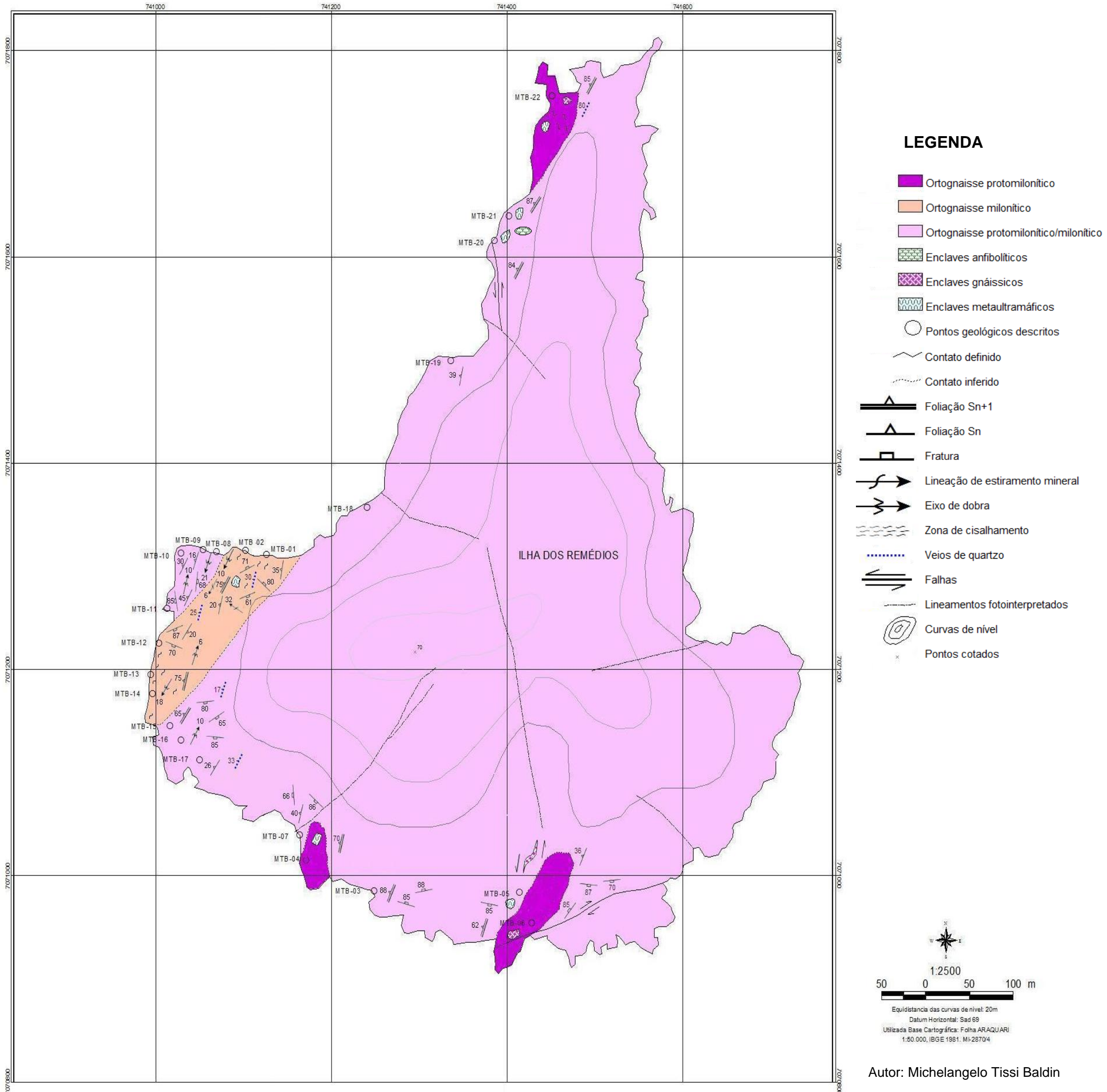


FIGURA 11 – Mapa Geológico simplificado da Ilha dos Remédios.

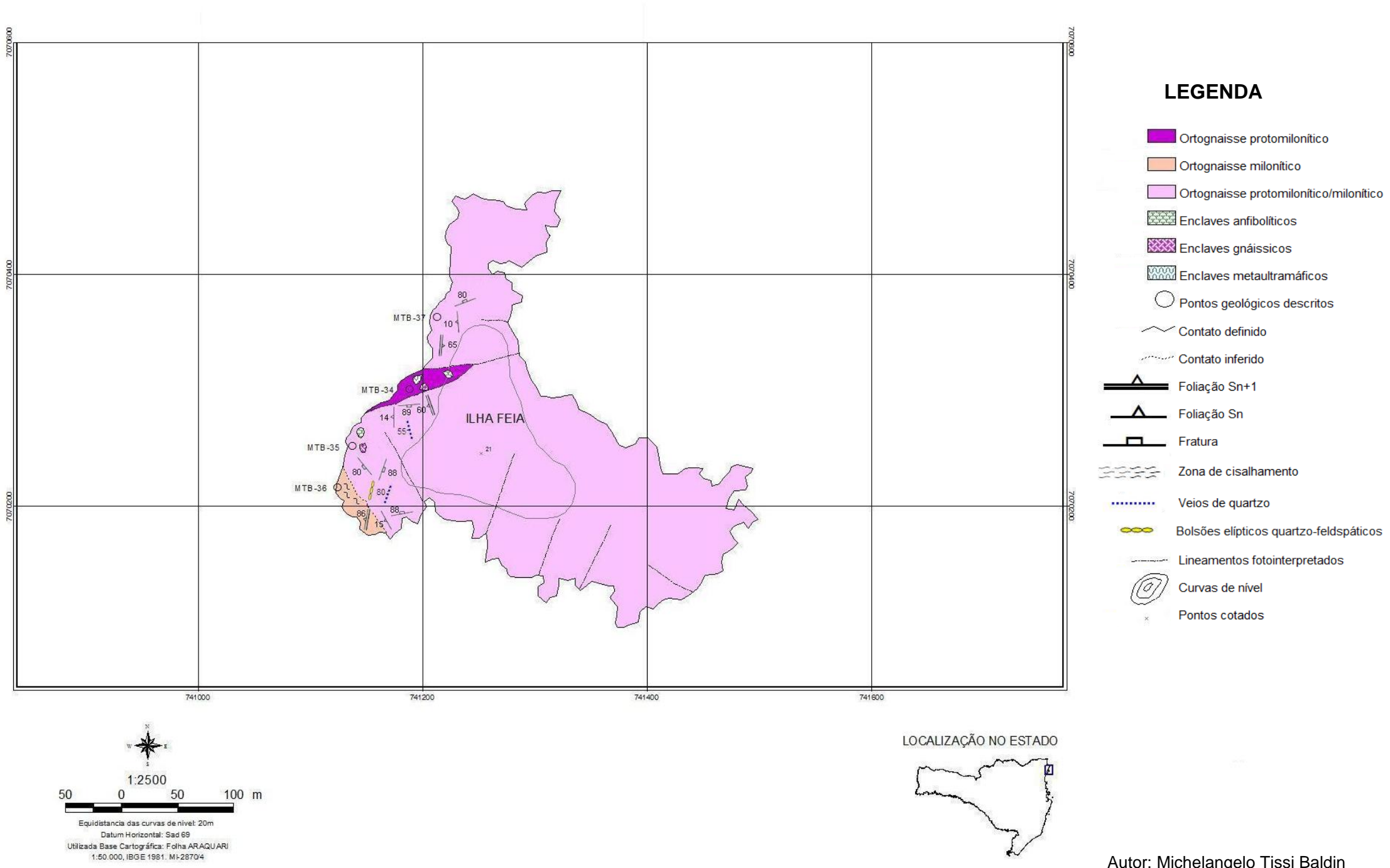


FIGURA 12 – Mapa Geológico simplificado da Ilha Feia.

### 5.1.1 Descrição macroscópica das rochas analisadas

Nas ilhas de Balneário Barra do Sul foram descritos gnaisses protomiloníticos e miloníticos. Os gnaisses protomiloníticos ocorrem nas porções sul, sudoeste e norte da ilha dos Remédios e na região oeste da ilha Feia, com ótimas exposições nos costões rochosos (FIGURA 13 A). Encontram-se dispostos como pequenas faixas de espessura métrica, de forma alongada na direção NE. Foram observados nas porções mais baixas topograficamente. O contato geológico com as rochas miloníticas circundantes é inferido, tendo como base imagens de satélite. O maior afloramento apresenta dimensão da ordem de 50 metros de comprimento e 15 metros de altura.

Os gnaisses protomiloníticos são compostos predominantemente por granodioritos. Compreendem rochas ortoderivadas, definidas de acordo com a assembléia mineral e a composição.

Possuem cor cinza claro a escuro, com tons laranjados e castanhos quando alterados. A granulação é fina a grossa, e a textura é inequigranular, com cristais em torno de 1 mm a 2 cm. Há bandamento (Sn) contínuo, retilíneo a ondulado, de espaçamento milimétrico (2 mm) a centimétrico (2 cm) de níveis cinza esbranquiçados formados por minerais félsicos intercalados com níveis cinza escuro constituídos por minerais máficos. A rocha é formada por quartzo (30%), plagioclásio (25%), K-feldspato (20%), anfibólio (15%) e biotita (10%). A textura milonítica é definida por porfiroclastos de K-feldspato arredondados ou alongados, circundados por níveis irregulares de biotita ou matriz quartzo-feldspática.

Na parte sudoeste e oeste da ilha dos Remédios e na porção sudoeste da ilha Feia há gnaisses miloníticos de cor cinza claro, inequigranulares finos a grossos, com cristais em torno de 1 mm a 1,5 cm. São caracterizados por um bandamento composicional (Sn) milimétrico (1 mm) a centimétrico (2,5 cm), marcado pela intercalação de níveis esbranquiçados quartzo-feldspáticos e níveis cinza escuro compostos por minerais máficos (FIGURA 13 B). A geometria é planar paralela a ondulada e contínua. A rocha é formada por quartzo (40%), plagioclásio (30%), K-feldspato (20%) e biotita (10%). A textura milonítica é marcada por bandas irregulares quartzo-feldspáticas e de biotita, que contornam porfiroclastos aleatórios de K-feldspato ou plagioclásio.

As rochas dessa unidade ocorrem como faixas alongadas de orientação principal NE e espessura métrica, com dimensões máximas de aproximadamente 200 metros de comprimento por 10 metros de altura, apresentando boa exposição *in situ* ou como blocos rolados. São compostas por granodioritos e possuem origem ígnea (ortoderivadas), definidas segundo a paragênese mineral.

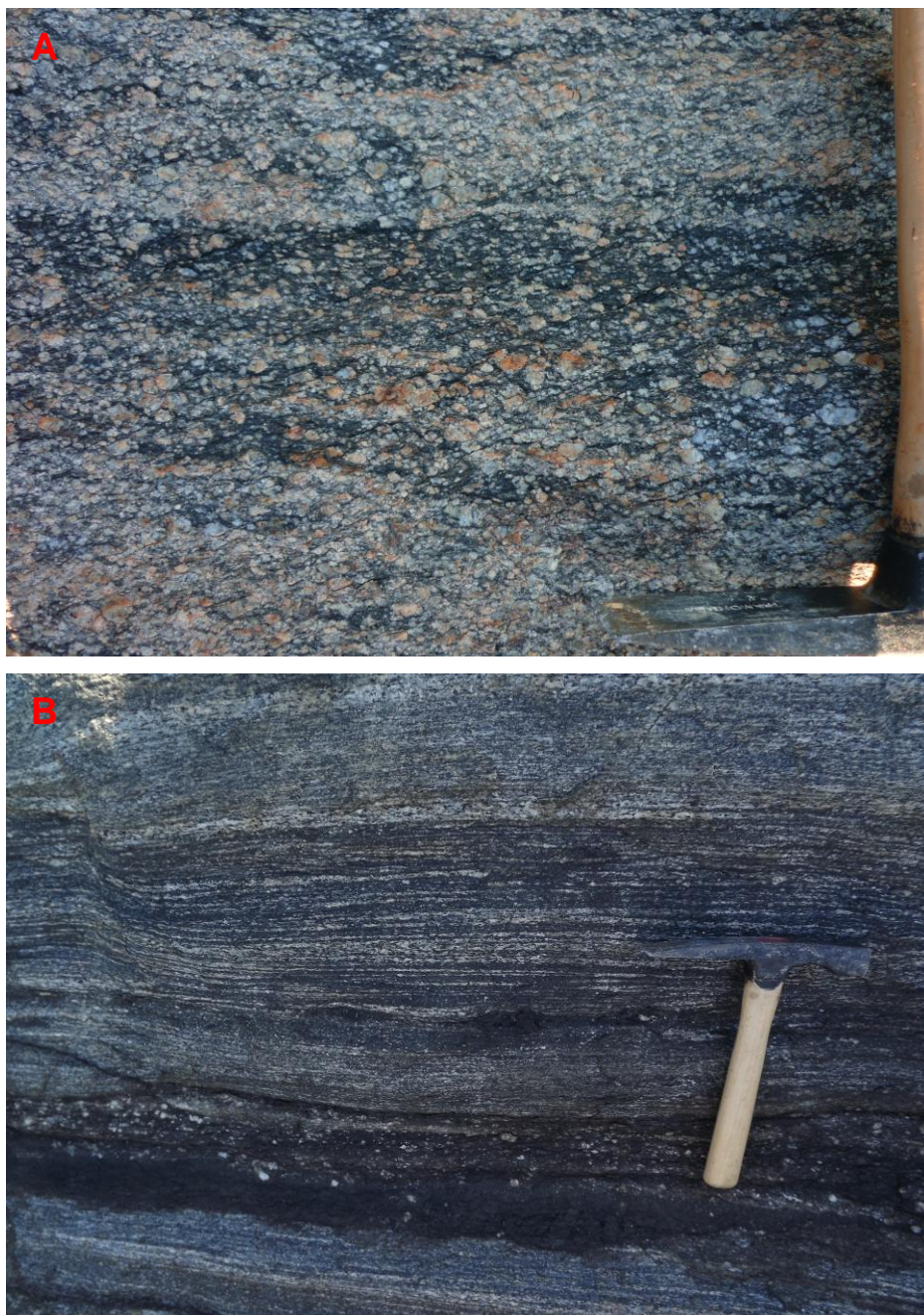


FIGURA 13 – A) Aspecto macroscópico do gnaiss protomilonítico; B) Gnaiss milonítico com bandamento composicional homogêneo de geometria planar, composto por níveis formados por minerais félsicos intercalados com níveis de minerais máficos.

### 5.1.2 Petrografia

As ilhas de Balneário Barra do Sul são compostas por ortognaisses protomiloníticos e miloníticos, determinados com base na classificação de Sibson (1977). Os critérios utilizados para classificar as rochas são o tamanho e a proporção dos porfiroclastos em relação à matriz. Comumente são observados enclaves metaultramáficos, anfibolíticos e gnáissicos, com formas estiradas, sigmoidais e ovaladas. As descrições das texturas, estruturas, mineralogia e microestruturas de deformação serão mostradas a seguir.

#### *Ortognaisses protomiloníticos*

Os ortognaisses protomiloníticos estão caracterizados por faixas regulares, contínuas e pouco espessas na área de trabalho. São observadas gradações para milonitos, destacadas por reduções no tamanho dos grãos, estiramento mineral e forte desenvolvimento da foliação milonítica (Sn), evidenciando uma deformação de caráter progressivo.

A granulação é média e a textura característica é milonítica, com os grãos da matriz envolvendo porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio de formato circular, atribuindo um aspecto anastomosado à rocha. A foliação milonítica é bem definida por *ribbons* quartzo-feldspáticos alternados com níveis milimétricos ou agregados de biotita e *augens* de K-feldspato.

Os porfiroclastos são essencialmente de plagioclásio e feldspato potássico, perfazem 60% da rocha e medem até 5 mm de diâmetro. A matriz recristalizada de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico perfaz 40% da rocha, com granulação entre 0,5 a 2 mm.

Os ortognaisses protomiloníticos são formados por quartzo (30%), oligoclásio (25%), microclínio (20%), hornblenda (15%), biotita (10%), e minerais acessórios como opacos, zircão, allanita, apatita, clorita, sericita, epidoto, carbonato, stilpnomelano e titanita.

Os cristais de quartzo são equigranulares finos (0,5 a 2 mm), anédricos granulares, com forte orientação preferencial. Suas bordas são parcialmente retilíneas e mais raramente curvilíneas, interdigitadas e denteadas com cristais de microclínio e quartzo. Ocorrem extinção ondulante, subgrãos, feições do tipo *bulging* (FIGURA 14 A), cristais estirados, e novos grãos. Localmente são

observados microfraturas em novos grãos. O arranjo dos agregados de novos grãos é poligonal a inequigranular interlobado, segundo a classificação de Moore (1970). Os cristais de quartzo apresentam inclusões de hornblenda, titanita, opacos, biotita e apatita. Podem estar inclusos em cristais de hornblenda, oligoclásio, biotita, microclínio, sericita e titanita. Aparecem preenchendo fraturas em oligoclásio.

Os cristais de oligoclásio são anédricos a subédricos prismáticos e inequigranulares variando de finos a grossos (1 a 5 mm). Ocorrem orientados e encontram-se em níveis félsicos, juntos com quartzo e microclínio. Os contatos são retilíneos e localmente serrilhados ou denteados com os outros minerais da rocha. Estão moderadamente a intensamente saussuritizados e sericitizados. Ocorrem epidoto, calcita e sericita como produtos de alteração.

A maioria dos cristais tem extinção ondulante. Observam-se eventualmente geminação mecânica, curvamento de macla, microfraturas preenchidas por quartzo, sericita e biotita, fraturas fechadas, microfalhas, sobrecrecimento da sericita e dobras em *kinks bands*. Há inclusões de opacos, biotita, quartzo, hornblenda, titanita e apatita. Podem ocorrer inclusos em cristais de microclínio, apatita e titanita.

Os cristais de microclínio são inequigranulares finos a grossos (1 a 5 mm) e anédricos a subédricos prismáticos. Ocorrem em contato retilíneo e localmente curvilíneo ou denteado com quartzo. Exibem forte orientação preferencial, paralela ao bandamento composicional. Os porfiroclastos são pertíticos, com feições de exsolução ao longo da clivagem do mineral. Nas bordas dos porfiroclastos pode haver raros novos grãos. Também se observam pertitas em chama (FIGURA 14 B), extinção ondulante, mirmequitas, microfalhas, fraturas fechadas e fraturas preenchidas por sericita e biotita. Argilização e sericitização podem ser de caráter moderado.

Os cristais de hornblenda têm cor castanho esverdeado, apresentam pleocroísmo variando de castanho claro a verde escuro, são inequigranulares finos a grossos (1 a 5 mm), anédricos a subédricos prismáticos. Podem mostrar orientação preferencial moderada, paralelamente à intercalação de níveis composicionais. Ocorrem associados à biotita, diopsídio, titanita e opacos. Os contatos são predominantemente retilíneos, denteados e curvilíneos. Observam-se inclusões de quartzo, opacos, biotita, titanita e apatita. A alteração é fraca a moderada e definida pela presença dos opacos e da biotita.

Nota-se frequentemente nos cristais microfaturas preenchidas por biotita, sericita e óxido de ferro. Há extinção ondulante e, mais raramente, microfalhas.

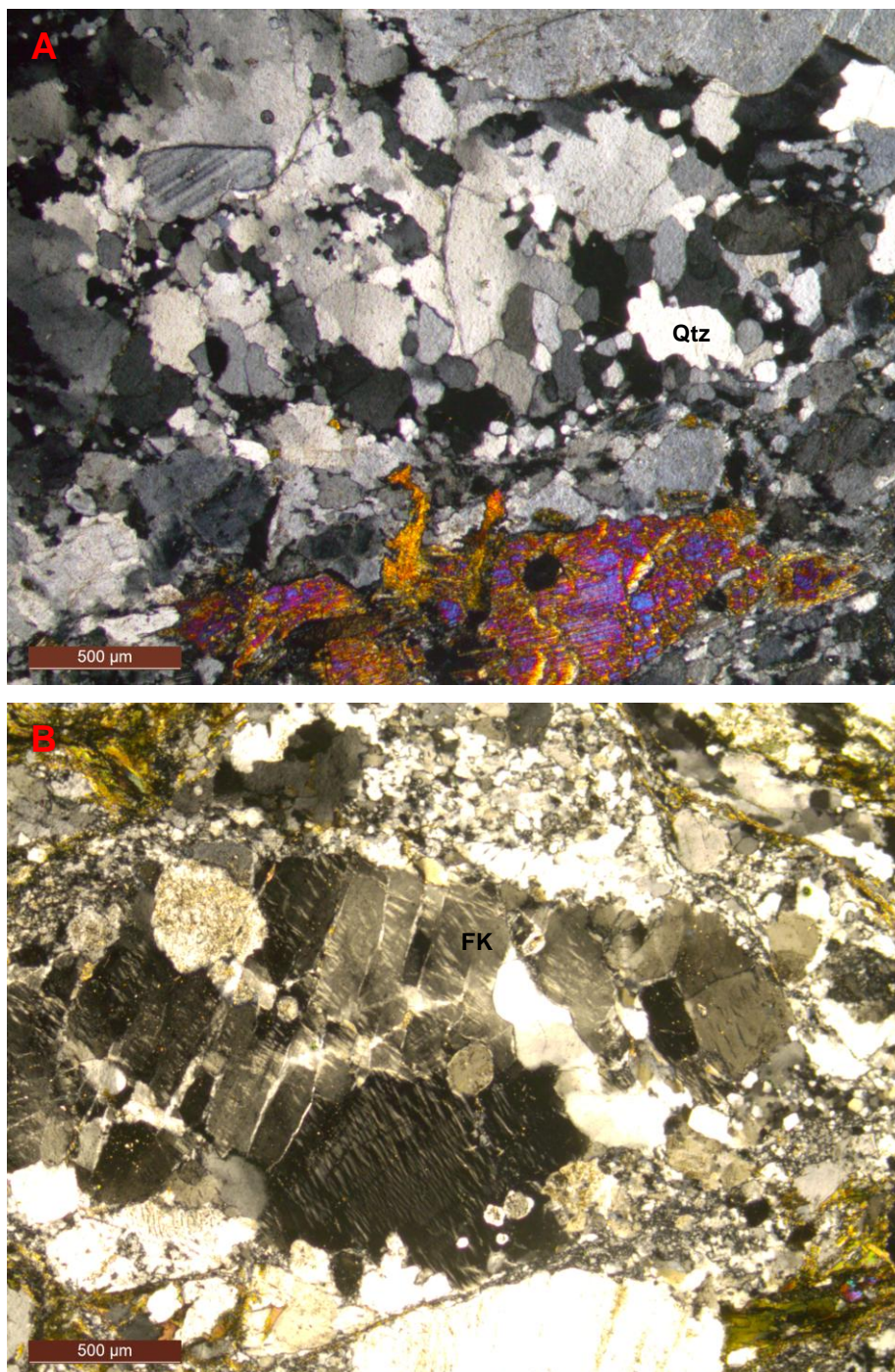


FIGURA 14 – Fotomicrografias do ortogneisse protomilonítico. A) Recristalização dinâmica por *bulging* e nucleação em quartzo (LPC, lâmina MTB – 34 C); B) Microclínio com pertitas em chama e microfaturas oblíquas (LPC, lâmina MTB – 22). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato.

A biotita tem cores que variam de castanho claro a verde escuro, ocorre sob a forma de cristais finos a médios (1 a 3 mm), anédricos a subédricos,

fortemente orientados e dispostos em níveis finos anastomosados. Apresenta extinção ondulante, estiramento e *kink bands*. A biotita está moderadamente alterada para opacos e clorita. Também é encontrada como cristais anédricos, produto de substituição da hornblenda. Há inclusões de quartzo, apatita, zircão, opacos e titanita. Ocorre em contato retilíneo e irregular com quartzo, hornblenda e acessórios. Localmente aparece preenchendo fraturas.

Os cristais de opacos são finos (0,5 a 2 mm), subédricos, cúbicos quando primários e anédricos quando secundários. Em geral os opacos ocorrem de modo intersticial na matriz ou se associam à hornblenda, titanita e biotita. Localmente preenchem fraturas em microclina. Também estão inclusos em feldspatos, biotita, hornblenda e quartzo.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos (< 0,5 mm), zonados, de hábito euédrico prismático. Não apresentam orientação preferencial e encontram-se dispersos pela lâmina. Os limites são curvilíneos e retilíneos. Ocorrem também como inclusões na biotita.

Os cristais de allanita são equigranulares finos (0,5 a 1 mm), anédricos granulares a subédricos. Apresentam inclusões de opacos e zoneamento. Ocorrem associados aos cristais de biotita e hornblenda ou de modo intersticial na matriz. Encontram-se pouco fraturados e podem estar localmente corroídos.

A apatita é equigranular fina (1 mm), subédrica a euédrica. Ocorre de modo intersticial ou inclusa no quartzo, biotita e oligoclásio. Os limites são retilíneos ou curvilíneos. Apresentam inclusões de opacos, biotita e titanita. Nota-se também fraturas de caráter fechado.

Os cristais de titanita primária são equigranulares finos (em torno de 1 mm) e subédricos naviculares. Os limites são retilíneos e curvilíneos. Apresentam pouca a moderada orientação preferencial e encontram-se alterados incipientemente para óxido de ferro. Ocorrem associados à hornblenda, opacos e biotita e são observadas microfraturas não preenchidas. Podem estar inclusos em cristais de quartzo, oligoclásio, microclínio, hornblenda, biotita e apatita. Percebe-se também inclusões de apatita, hornblenda, oligoclásio, opacos e quartzo.

Os cristais de titanita secundária são equigranulares finos (1 mm), anédricos a subédricos. Os contatos são curvilíneos ou irregulares. Estão associados com biotita, hornblenda e opacos. Ocorrem de modo intersticial ou como inclusão. Localmente formam pequenos agregados granulares. Não



apresentam orientação preferencial. Feições de deformação intracristalina restringem-se ao microfraturamento de caráter moderado.

Os cristais de clorita, produto da alteração da biotita, são inequigranulares finos (< 0,5 a 1 mm), anédricos a subédricos lamelares ou fibrorradiados, mostram fraca orientação preferencial, e ocorrem associados aos cristais de sericita e biotita ou de forma intersticial na matriz. Os limites são retilíneos ou irregulares.

Os cristais de sericita são equigranulares finos (0,5 a 1 mm), de hábito subédrico lamelar, com orientação preferencial moderada. Os limites são retilíneos. Ocorrem inclusões de opacos, quartzo e titanita. Os cristais podem se apresentar como produto de alteração do microclínio e oligoclásio (associados ao epidoto e a calcita) ou também de forma intersticial na matriz da rocha formando níveis estirados junto com a biotita e a hornblenda.

Os cristais de epidoto são inequigranulares muito finos a finos (< 0,5 a 1 mm), anédricos granulares, sem orientação preferencial. Os limites são curvilíneos a irregulares. Ocorrem como produto de alteração do oligoclásio saussuritizado ou em fraturas.

Os cristais de carbonato são equigranulares finos (0,5 mm) e formam agregados de finos grãos anédricos. Não possuem orientação preferencial e se associam ao oligoclásio, em fraturas ou de forma intersticial.

Os cristais de stilpnomelano são inequigranulares finos a muito finos (< 0,5 a 1 mm), de hábito fibrorradiado e não possuem orientação preferencial. Os contatos são retilíneos e estão associados aos cristais de hornblenda. Ocorrem de maneira restrita na rocha.

### *Ortognaisses miloníticas*

Os ortognaisses miloníticos formam uma faixa regular de direção geral NE na ilha dos Remédios. São constituídos por estiramento mineral e foliação milonítica (Sn) de caráter penetrativo. Ocorrem associados a finas faixas de ortognaisses protomiloníticos, em arranjo lenticular e anastomosado. A distribuição das rochas miloníticas é de maneira geral assimétrica.

A granulação da rocha é fina a média e a textura é porfiroclástica, variável com a intensidade da deformação. A foliação milonítica (Sn) é anastomosada, e marcada por fitas de quartzo, feldspatos alongados, redução

dos porfiroclastos e pelo aumento da matriz recristalizada. Os porfiroclastos de feldspatos (K-feldspato e plagioclásio) têm dimensões milimétricas, são levemente arredondados e perfazem 30% da rocha. A matriz equivale a 70% e está completamente recristalizada, composta principalmente por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.

Os ortognaisses miloníticos são compostos por quartzo (35%), oligoclásio (25%), microclínio (20%), biotita (15%), sericita (5%) e minerais acessórios como allanita, apatita, titanita, epidoto, opacos, zircão e carbonato.

Os cristais de quartzo são equigranulares finos (1 a 2 mm), anédricos e estão fortemente orientados (FIGURA 15 A). Os limites entre os novos grãos são retilíneos e localmente lobados. O quartzo se apresenta em agregados de subgrãos e novos grãos levemente alongados, dispostos em domínios anastomosados que circundam porfiroclastos de microclina ou oligoclásio. Subordinadamente ocorre extinção lamelar, extinção ondulante e microfraturamento.

Os cristais de oligoclásio são inequigranulares, finos a médios (1 a 3 mm), anédricos a subédricos, e têm moderada orientação preferencial. Estão moderadamente saussuritizados, mostram extinção ondulante, fraturas preenchidas por quartzo e subordinadamente novos grãos. Há inclusões de biotita, titanita e quartzo.

Os cristais de microclina são inequigranulares finos a grossos (1 a 7 mm), anédricos a subédricos e mostram forte orientação preferencial. São observados extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Porfiroclastos possuem forma amendoada, pertitas em chama (SPRY, 1969), microfalhas, fraturas fechadas e fraturas preenchidas por quartzo, biotita e sericita. Há inclusões de biotita, quartzo, titanita, oligoclásio e apatita. Mirmequitas podem ser descritas localmente.

Os cristais de biotita são finos (1 mm), subédricos a anédricos, possuem moderada orientação preferencial, extinção ondulante, *kink bands*, e por vezes estão fortemente estirados ou dispostos em níveis anastomosados, contornando porfiroclastos de feldspatos (FIGURA 15 B). Há inclusões de microclina, opacos e titanita. A biotita está moderadamente alterada para óxido de ferro.

Os cristais de sericita são muito finos (0,5 mm), subédricos, fortemente orientados e de disposição intersticial, formando níveis anastomosados junto à biotita. A sericita pode resultar da alteração do oligoclásio.

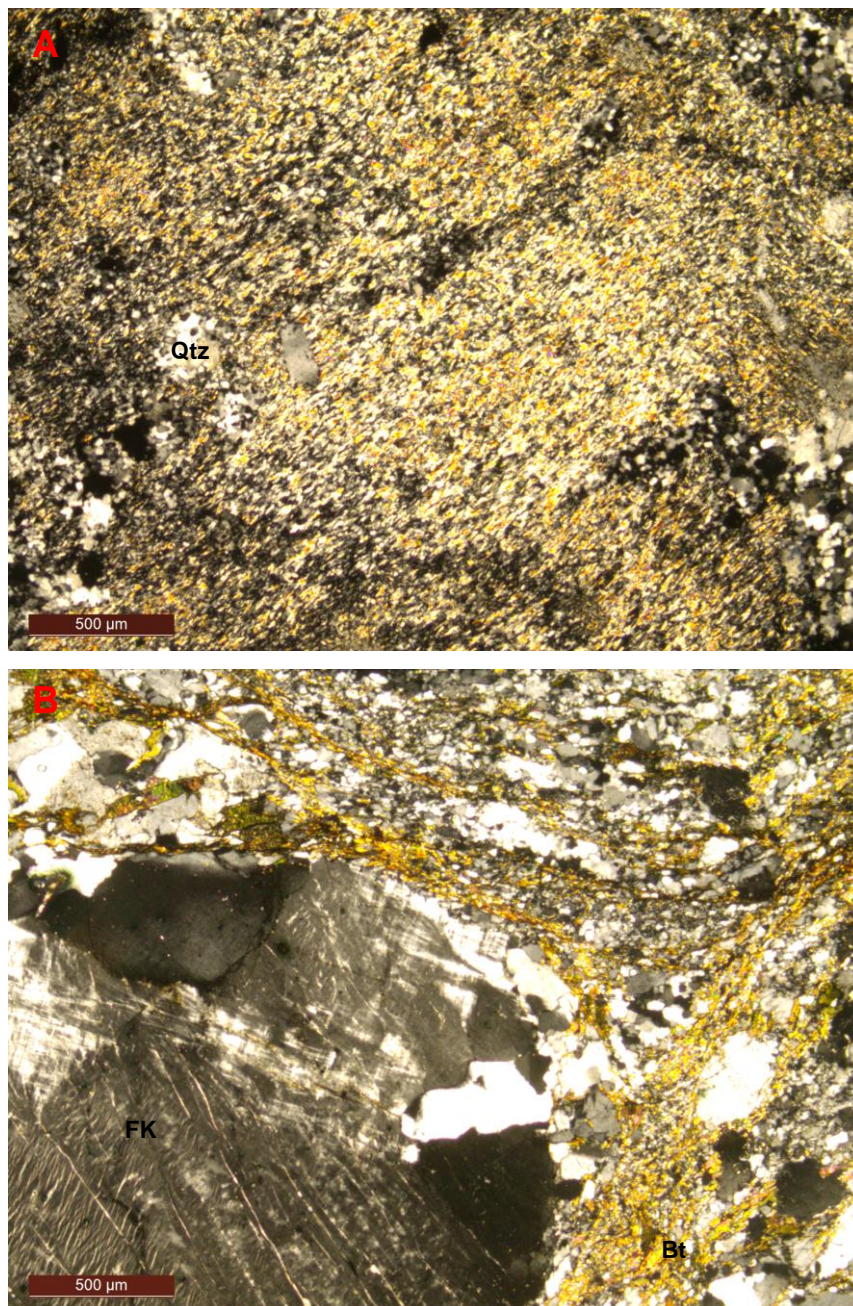


FIGURA 15 – Fotomicrografias do ortogneisse milonítico. A) Cristais de quartzo fortemente orientados e estirados definindo a foliação milonítica Sn (LPC, lâmina MTB – 1); B) Cristais finos de biotita anastomosados e estirados contornando um porfiroclasto (5 mm) de microclínio pertítico (LPC, lâmina MTB – 13). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita.

Os cristais de allanita são equigranulares finos (1 mm), anédricos granulares a subédricos e não possuem orientação preferencial. Ocorrem

associados à biotita e opacos. Há raras fraturas, por vezes inclusões de opacos e alteração incipiente para óxido de ferro.

Os cristais de apatita são finos (1 a 2 mm), anédricos, e mostram fraca orientação preferencial. Os limites são retilíneos e curvilíneos. Apresentam inclusões de biotita. Ocorrem muitas fraturas fechadas.

Os cristais de titanita primária são equigranulares finos (0,5 mm), anédricos a subédricos. Não apresentam orientação preferencial. Há alteração moderada para óxido de ferro. Ocorrem associados aos níveis compostos por biotita. Nota-se inclusões de quartzo.

Os cristais de titanita secundária são equigranulares finos (1 mm), anédricos. Formam pequenos agregados granulares. Não apresentam orientação preferencial. Há oxidação moderada e inclusões de quartzo. Ocorrem associados aos níveis máficos. Observa-se poucas fraturas.

Os cristais de epidoto são muito finos (< 0,5 mm), anédricos, sem orientação preferencial e ocorrem no interior do oligoclásio saussuritizado.

Os cristais de opacos primários são equigranulares finos (1 mm), subédricos e têm fraca orientação preferencial. Ocorrem associados à titanita e biotita. Podem estar inclusos na biotita.

Os cristais de opacos secundários são anédricos, finos (< 0,5 mm), não apresentam orientação preferencial e resultam da alteração da biotita e titanita.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos (< 0,5 mm), zonados e possuem aspecto prismático. Não apresentam orientação preferencial e encontram-se dispersos pela lâmina. Os limites são curvilíneos.

Os cristais de carbonato são equigranulares muito finos (< 0,5 mm) e ocorrem associados aos cristais alterados de oligoclásio.

#### *Enclaves metaultramáficos (metapiroxenitos)*

Os enclaves metaultramáficos são encontrados em vários locais das ilhas dos Remédios e Feia. Possuem tamanho centimétrico até métrico (2,5 m), são ovalados, angulosos (FIGURA 16 A), estirados e interdigitados (FIGURA 16 B), podendo assumir formas boudinadas e sigmoidais. Estão dispostos paralelamente ou discordantes da foliação Sn da rocha hospedeira.

Apresentam cor cinza escuro e são constituídos principalmente por augita (100%), biotita (traço) e opacos (traço). A textura é granoblástica e exibem estrutura maciça.



FIGURA 16 – A) Enclave metaultramáfico anguloso em meio ao ortogneisse protomilonítico da Ilha Feia. B) Enclaves metaultramáficos de formato interdigitado (esquerda da foto) e circular (direita da foto) na região sudoeste da Ilha dos Remédios.

Os cristais de augita são equigranulares grossos, anédricos a subédricos, moderadamente alterados para biotita. Possuem contato retilíneo e

não apresentam aspectos de deformação. Mostram junções tríplices e definem a textura granoblástica da rocha (FIGURA 17).

A biotita apresenta cristais equigranulares finos, de hábito anédrico granular a subédrico prismático, com contatos retilíneos a irregulares. A biotita é resultado da alteração do clinopiroxênio (augita).

Os cristais de opacos são equigranulares finos, de hábito anédrico granular a subédrico, com contatos retilíneos e serrilhados entre si e com os demais cristais da rocha. Ocorrem sem direção preferencial.

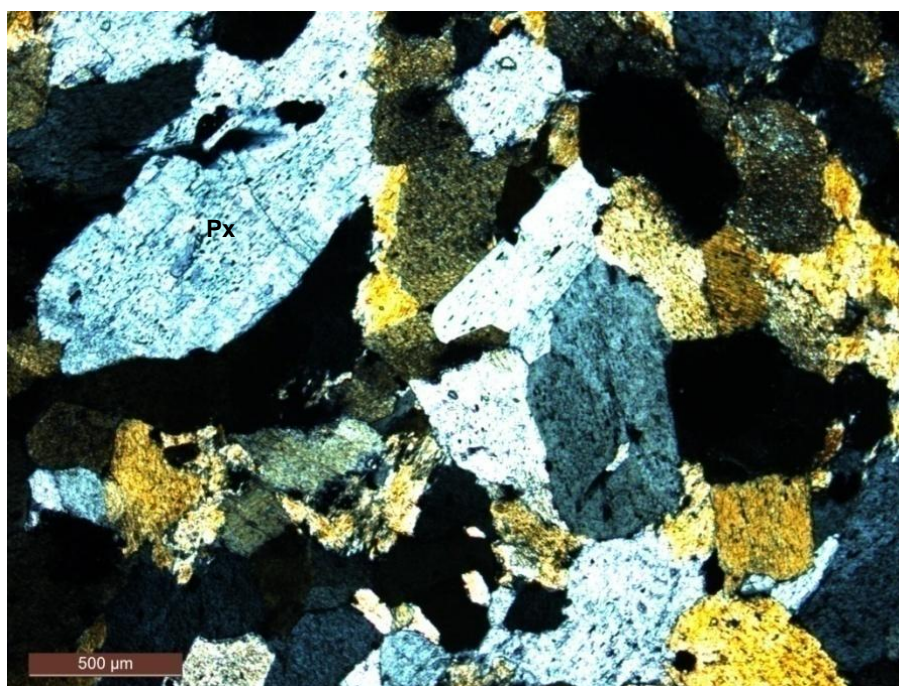


FIGURA 17 – Fotomicrografia de metapiroxenito evidenciando textura granoblástica definida pelos cristais de augita (LPC, lâmina MTB – 04 B). LEGENDA: Px – piroxênio.

### *Enclaves anfibolíticos*

Os enclaves anfibolíticos estão presentes em diversos pontos das ilhas dos Remédios e Feia (FIGURA 18), e apresentam formas estiradas, circulares, sigmoidais e interdigitadas, acompanhando muitas vezes a foliação Sn.

Têm cor cinza escuro, textura inequigranular e são compostos por hornblenda (80%), labradorita (10%), quartzo (5%), biotita (5%) e minerais acessórios (opacos, epidoto, clorita, sericita, zircão, titanita e apatita). A textura é nematoblástica definida pela orientação paralela a subparalela do anfibólio e plagioclásio e a estrutura é maciça ou foliada (FIGURA 19).



FIGURA 18 – Enclaves anfíbolíticos circulares e estirados localizados na parte oeste da ilha Feia.

Os cristais de hornblenda são equigranulares médios, variando de 2 a 4 mm, de hábito subédrico prismático, orientados moderadamente segundo a direção da foliação principal. Os contatos entre os cristais são retilíneos, por

vezes curvilíneos e localmente serrilhados. Ocorrem microfraturas preenchidas por sericita e clorita. A hornblenda está alterada para biotita, clorita e argilominerais. Pode ocorrer inclusão de labradorita e titanita.

A labradorita apresenta-se como cristais equigranulares finos (1 a 2 mm), de hábito anédrico a subédrico prismático, com pouca a moderada orientação preferencial. Possui limites retilíneos, curvilíneos e denteados com outros cristais de labradorita, podendo se apresentar interdigitado com hornblenda. Mostra extinção ondulante, *kink bands* e microfraturas. Ocorre inclusões de opacos, titanita e hornblenda. Pode mostrar aspecto límpido ou moderadamente saussuritizado.

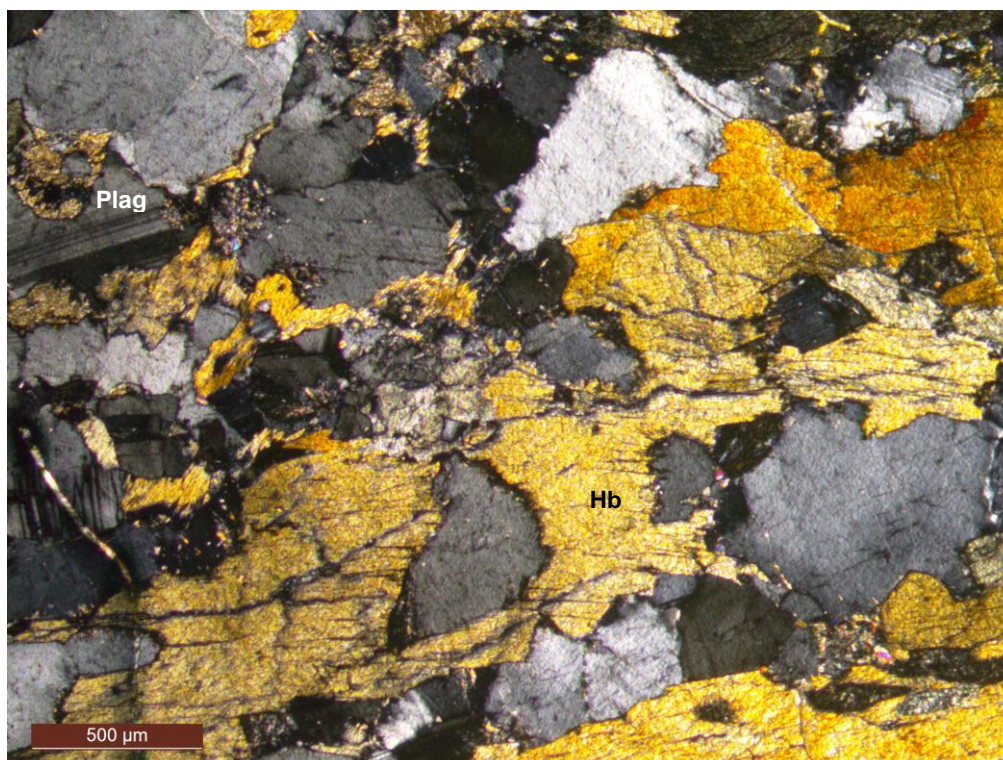


FIGURA 19 – Fotomicrografia do enclave anfibolítico mostrando granulação média e foliação moderada definida pelos cristais de hornblenda e labradorita (LPC, lâmina MTB – 34).

LEGENDA: Hb – hornblenda; Plag – plagioclásio.

O quartzo é equigranular fino (1 a 2 mm) e possui hábito anédrico granular, sem orientação preferencial dos grãos. O contato entre os cristais encontra-se de caráter retilíneo e denteado. Apresenta extinção ondulante.

Os cristais de biotita são inequigranulares finos a médios (1 a 3 mm), de hábito subédrico prismático lamelar. Possuem pleocroísmo forte variando de castanho claro até castanho escuro. Os contatos são retilíneos e irregulares.



Podem apresentar oxidação moderada e ocorrem muitas vezes de forma intersticial.

Os cristais de opacos são equigranulares finos (1 mm), de hábito anédrico granular. Os contatos são curvilíneos e irregulares. Ocorrem de forma intersticial e não apresentam orientação preferencial.

O epidoto é equigranular fino, de hábito anédrico granular, com contatos serrilhados e curvilíneos. Ocorre disperso pela lâmina sem orientação preferencial e associado a fraturas nos cristais de labradorita.

Os cristais de clorita são equigranulares finos, em torno de 0,5 a 1 mm, anédricos a subédricos prismáticos e ocorrem sem orientação preferencial. Os limites são na maior parte retilíneos.

A sericita apresenta-se inequigranular muito fina a fina, de hábito subédrico prismático. Ocorre em contato com cristais de labradorita e hornblenda. Não possui orientação preferencial. Os limites são retilíneos e levemente curvos.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos, de hábito anédrico granular, sem orientação preferencial.

Os cristais de titanita são equigranulares finos, em torno de 1 mm, de hábito subédrico navicular a anédrico granular. Os contatos são retilíneos ou curvilíneos. Apresentam localmente fraca orientação preferencial e aparecem de forma intersticial.

Os cristais de apatita são equigranulares finos (1 mm), de hábito anédrico a subédrico. Ocorrem sem orientação preferencial e exibem contatos curvilíneos.

### *Enclaves gnáissicos*

Os enclaves gnáissicos possuem formas ovaladas, sigmoidais e irregulares, de diâmetros entre 3 a 25 cm, internamente foliados (FIGURAS 20 e 21), sendo a foliação proveniente de um evento de deformação anterior (Sn-1), ordenados de forma paralela ou envoltos pela foliação protomilonítica ou milonítica Sn.

São constituídos por quartzo, anfibólio, plagioclásio, K-feldspato e biotita. O bandamento composicional (Sn-1) é definido pela intercalação de minerais máficos e félsicos em tons de cinza distintos. É uma foliação dúctil, de caráter

penetrativo tanto macro quanto microscopicamente, possui aspecto planar e encontra-se levemente anastomosada. A textura é nematoblástica, definida pela orientação preferencial dos minerais prismáticos, tais como plagioclásio e anfibólio. Alguns desses enclaves possuem domínios mais ferromagnesianos que quartzo-feldspáticos.



FIGURA 20 – Enclave gnáissico de formato irregular na porção oeste da ilha Feia.



FIGURA 21 – Enclave gnáissico subarredondado caracterizado pelo bandamento milimétrico de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos.

### 5.1.3 Geologia Estrutural

A análise estrutural das rochas estudadas foi efetuada através da descrição em campo das estruturas encontradas, além do tratamento e interpretação dos dados com a assistência de estereogramas e mapas.

A caracterização deformacional da área de trabalho fundamentou-se na definição das condições em que ocorreu a deformação e no estudo dos tectonitos das distintas litologias. A análise foi realizada por meio de estruturas como foliações, dobras, lineações e indicadores cinemáticos, com comportamento dúctil-rúptil e dúctil, compatível com deformações em nível estrutural médio e inferior, com atuação dos processos de cisalhamento não-coaxial. Sobreposto a essas feições, a fase rúptil afeta as rochas com fraturas e falhas nas direções NE-SW e NW-SE. Destaca-se a heterogeneidade da deformação, ocorrendo porções em que a concentração da deformação é mais ou menos intensa.

As relações de campo e petrográficas permitiram reconhecer dois estilos estruturais distintos. A foliação milonítica denominada de  $S_n$  possui baixo ângulo de mergulho e *trend* geral NE, estando associada a zonas de cisalhamento de cavalgamento. As superfícies de alto ângulo de mergulho ( $S_{n+1}$ ), com orientação geral NE, estão associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes. Essas zonas de cisalhamento são formadas predominantemente por rochas protomiloníticas e miloníticas.

#### 5.1.3.1 Estruturas dúcteis

As rochas das Ilhas de Balneário Barra do Sul apresentam uma foliação protomilonítica ou milonítica  $S_n$ , atribuída à fase  $D_n$ , transicionando algumas vezes para um bandamento composicional, caracterizada pela forte orientação preferencial de quartzo, microclina, plagioclásio, anfibólio e biotita. Esta superfície é paralela a subparalela, localmente anastomosada e irregular, heterogênea, tem espaçamento milimétrico a centimétrico, e é penetrativa nas escalas mesoscópica e microscópica. Tem direções em torno de N15E e mergulhos variáveis entre 20° e 40° para NW, desenvolvida em regime tectônico dúctil a dúctil-rúptil (FIGURAS 22 e 23). Este é definido pela presença de estiramento mineral, estruturas S-C, dobras intrafoliares macroscópicas,

quartzo *ribbon*, além da ocorrência de rochas protomiloníticas e miloníticas que compõem a superfície Sn.

A superfície milonítica Sn mostra recristalização intensa, quartzo *ribbon*, micrólitos milimétricos a centimétricos, estiramento mineral com porfiroclastos de K-feldspato e representa uma primeira fase de deformação nas rochas de Balneário Barra do Sul. Encontra-se associada a zonas de cisalhamento geradas por cavalgamento. Os dados estruturais da foliação Sn no diagrama de Schimidt-Lambert (FIGURA 24 A e B) exibem uma concentração de polos de planos nos quadrantes NW e SE, com orientação geral NE-SW e mergulhos de baixo a médio ângulo (NW), e dispersão pouco acentuada de polos nos quadrantes NW e SE, que pode estar relacionada a dobramentos e ondulações posteriores, geradas por um evento de cisalhamento de alto ângulo de mergulho. A caracterização de dobras observadas a nível de afloramento confirmam esta hipótese. Pelos estereogramas é possível determinar a vergência da foliação Sn na direção SE, já que o mergulho dos planos estão orientados no sentido NW.



FIGURA 22 – Ortogneisse milonítico da parte oeste da Ilha dos Remédios mostrando foliação Sn de caráter penetrativo.



FIGURA 23 – Foliação milonítica Sn em ortognaisses com desenvolvimento de um bandamento composicional subparalelo, localmente irregular, de espaçamento milimétrico a centimétrico.

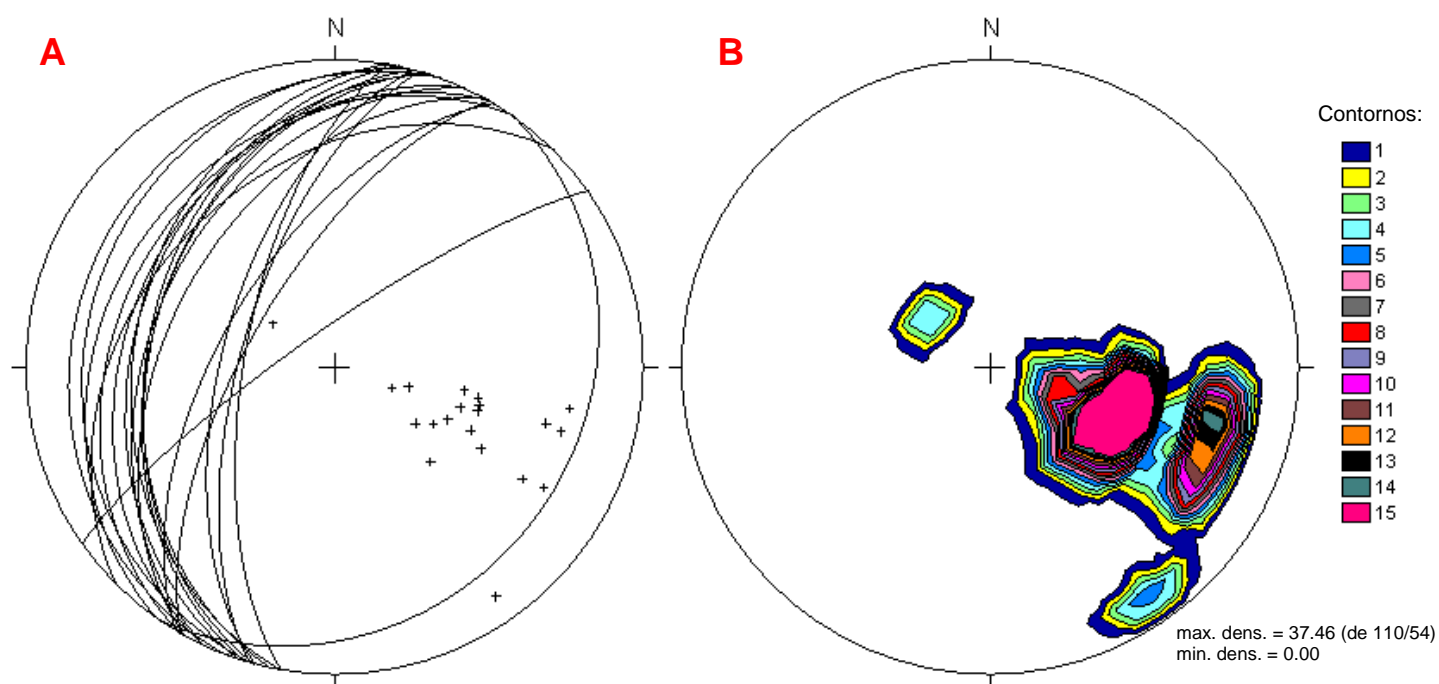


FIGURA 24 – Diagramas estruturais da foliação Sn para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 20.

A foliação Sn é observada nas regiões oeste e sudoeste da Ilha dos Remédios, e oeste da Ilha Feia. Em seção delgada, pode ser classificada de acordo com Passchier e Trouw (2005), como descontínua e irregular. Os planos

de clivagem são paralelos e anastomosados, e a transição entre foliação e micrólito é gradacional ou discreto. O volume de clivagem varia de 1 a 30%. Esta foliação é marcada por níveis de quartzo recristalizado, de tamanho submilimétrico a milimétrico, que contornam porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico.

Lineações de estiramento mineral ( $L_n$ ) são observadas sobre o plano da foliação  $S_n$  (N18E/35NW) com atitudes gerais N212/6, N295/30 e N300/32, e incluem feldspatos estirados, *augens* de feldspato potássico ou plagioclásio, minerais micáceos orientados e *ribbons* de quartzo.

A foliação protomilonítica ou milonítica  $S_n$ , que foi gerada por um cisalhamento não-coaxial de baixo ângulo, é afetada por micro e macrodobras milimétricas a métricas cilíndricas, assimétricas, inclinadas e heterogêneas, de estilos variados, sendo comum as dobras intrafoliares centimétricas, de ângulo interflancos diversificando de suaves a isoclinais (FIGURA 25 A e B), de amplitude em torno de 5 mm a 1 m e comprimento de onda variando de 3 mm até 1,5 m. As dobras mostram flancos com atitudes em torno de N15E/65NW, superfície axial de direção N31E/75NW e seus eixos ( $L_{bn}$ ) de orientação N28/7 e N210/10.

Em algumas regiões das ilhas dos Remédios e Feia a foliação  $S_n$  pode ser transposta e obliterada parcialmente por uma foliação posterior, de direções principais N31E/75NW e N25E/88NW, denominada  $S_{n+1}$  (FIGURA 26), atribuída à fase  $D_{n+1}$ . Esta superfície é definida por intenso estiramento e recristalização de agregados quartzo-feldspáticos e pela reorientação de minerais micáceos. Caracteriza-se por um bandamento subparalelo, milimétrico a centimétrico de níveis cinza esbranquiçados formados por quartzo, K-feldspato e plagioclásio intercalados com níveis cinza escuro compostos por biotita e anfibólio. Caracteristicamente encontra-se geralmente anastomosada, com micrólitos milimétricos de forma lenticular. Possui caráter penetrativo e representa uma zona de cisalhamento transcorrente, com indicadores cinemáticos (sigmoides, foliação oblíqua, bandas de cisalhamento e enclaves assimétricos) que sugerem movimentação sinistral. Provavelmente foi desenvolvida em um regime dúctil-rúptil a dúctil, gerando protomilonitos e milonitos. As dobras geradas neste evento podem ser identificadas em afloramento, possuem dimensões variadas e caráter aberto (FIGURAS 27 e 28). O valor do mergulho dos eixos ( $L_{bn+1}$ ) é baixo (entre 6° e 21°). Interpretou-

se que as atitudes de  $L_{bn}$  e  $L_{bn+1}$  tendem a um subparalelismo em torno dos quadrantes NE e SW (FIGURA 29).

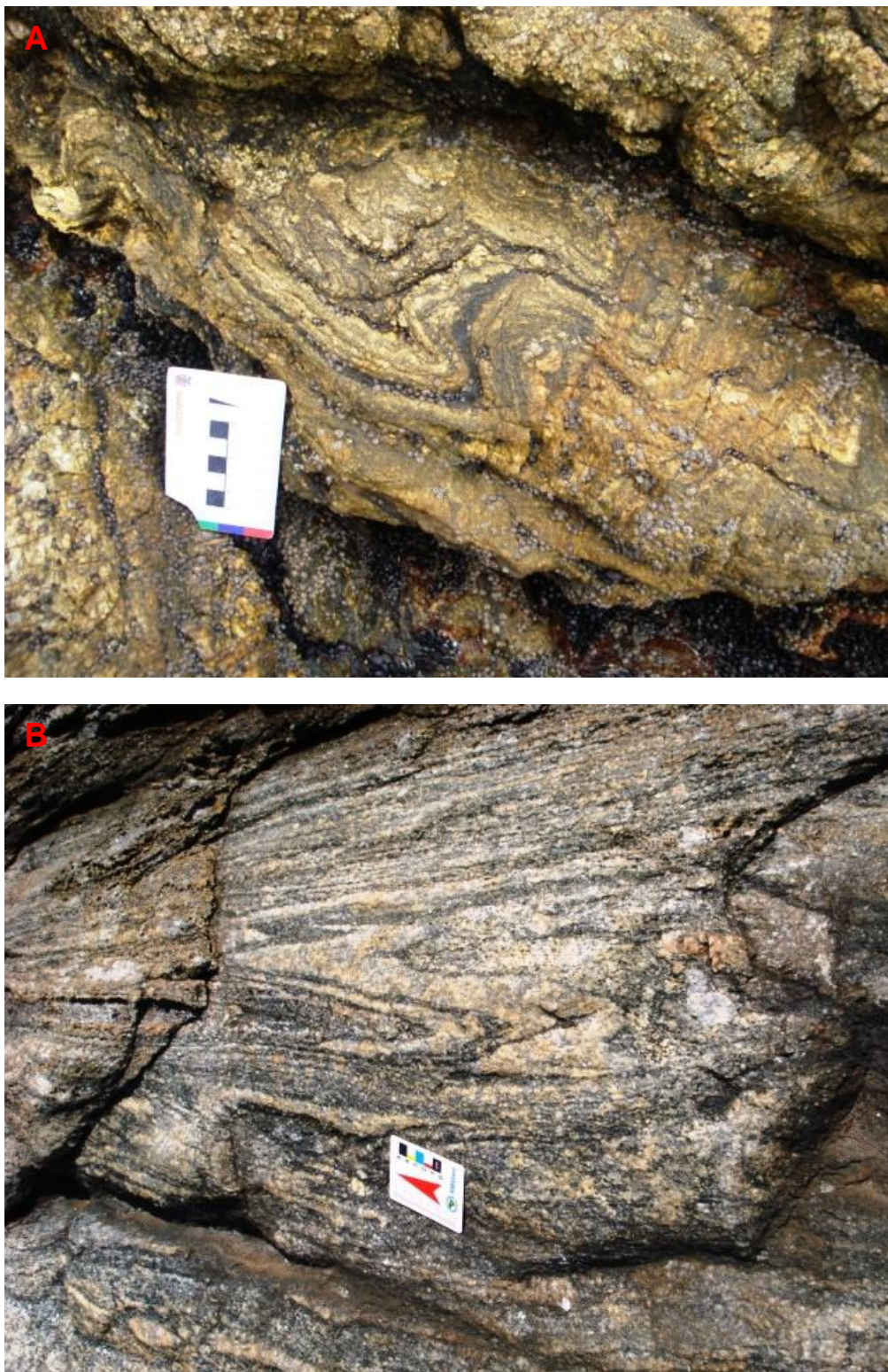


FIGURA 25 – Dobras associadas ao evento Dn. A) Dobras fechadas, cilíndricas, assimétricas e heterogêneas. B) Ortognaisse milonítico da porção oeste da ilha dos Remédios exibindo dobras intrafoliais centimétricas.

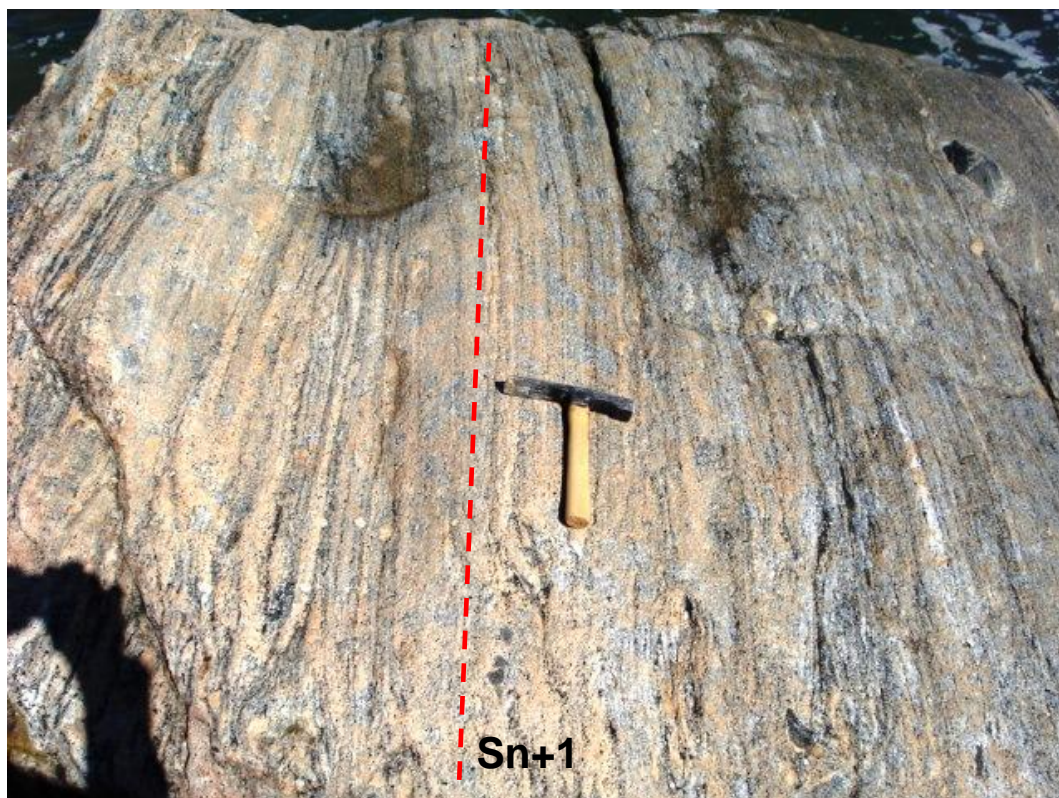


FIGURA 26 – Ortognaisse protomilonítico da ilha dos Remédios com foliação Sn+1 de caráter penetrativo, evidenciada pela orientação preferencial de minerais félsicos e máficos.



FIGURA 27 – Dobra associada ao evento Dn+1. Dobra aberta no ortognaisse milonítico com eixo Lbn+1 de mergulho baixo.





FIGURA 28 – Dobramento aberto  $D_{n+1}$  com eixo em baixo ângulo de mergulho, afetando milonitos da ilha dos Remédios.

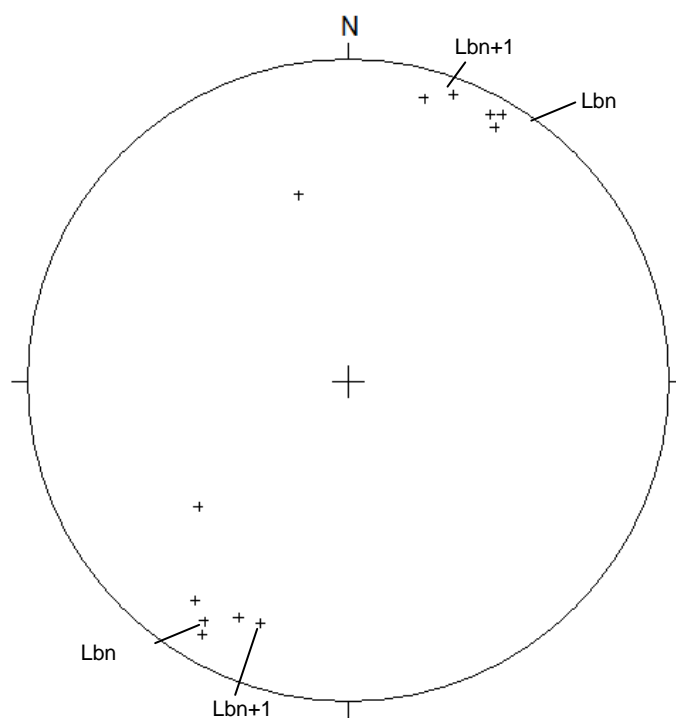


FIGURA 29 – Estereograma de eixos de dobras ( $L_{bn}$  e  $L_{bn+1}$ ) para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.  $N = 13$ .

O padrão estrutural da foliação  $S_{n+1}$  pode ser observado nos diagramas de Schmidt – Lambert (FIGURA 30 A e B), e mostra concentrações de polos principalmente nos quadrantes NW e SE, com mergulhos de alto ângulo.

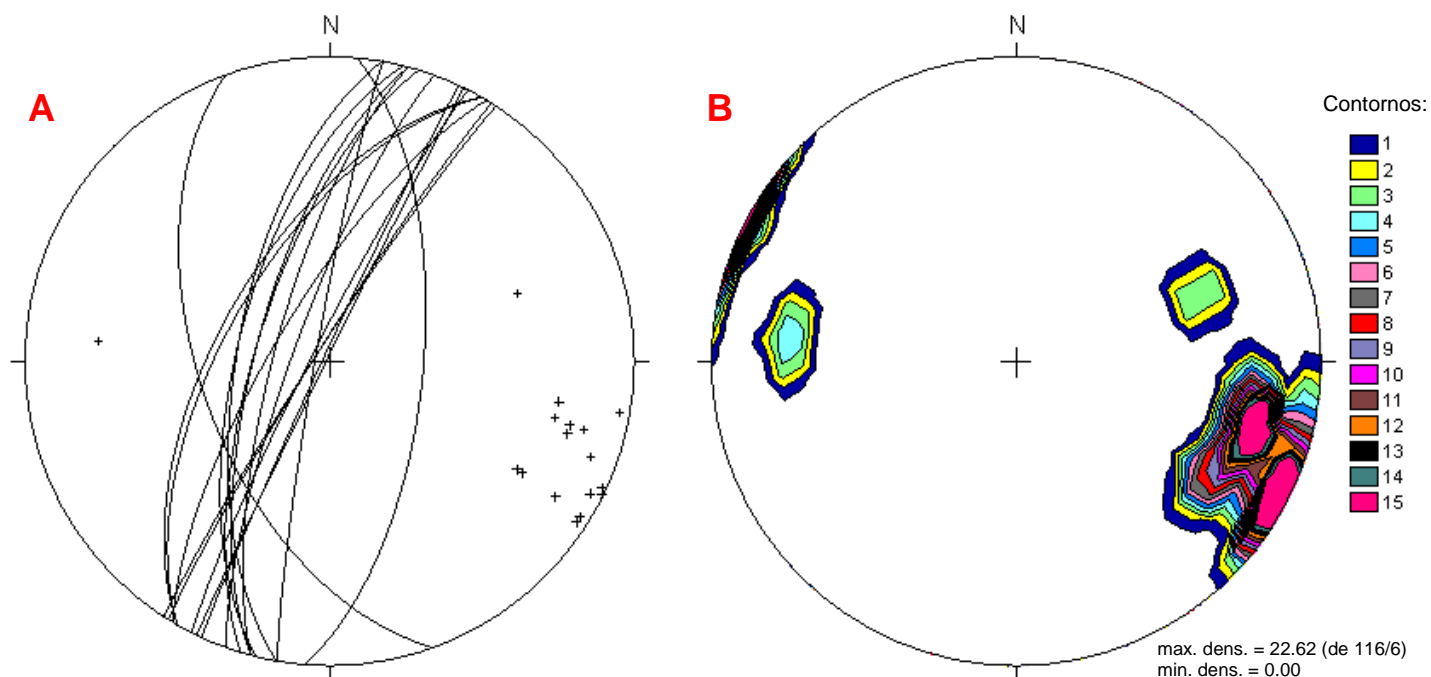


FIGURA 30 – Diagramas estruturais da foliação  $S_{n+1}$  para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.  $N = 17$ .

Em termos gerais, dois tipos de domínios podem ser reconhecidos: o domínio da clivagem (micas) e o domínio do micróliton (quartzo). O *fabric* define a orientação da foliação, e é encontrado no domínio de clivagem. Em seção delgada, a foliação de alto ângulo  $S_{n+1}$  é classificada morfologicamente de acordo com Passchier e Trouw (2005), como do tipo espaçada, com formato irregular. A relação espacial entre os domínios de clivagem pode ser paralela ou anastomosada. O volume da foliação é espaçada (entre 1 e 50%), e a transição entre micróliton e foliação é abrupta a localmente gradacional. A textura gerada tem caráter milonítico definido pelo estiramento dos minerais com diferentes intensidades de recristalização.

Em alguns locais em que as estruturas planas (foliação  $S_n$  e  $S_{n+1}$ ) se intersectam, foram observadas estruturas lineares penetrativas marcadas pelo estiramento de bandas quartzo-feldspáticas e biotita (FIGURA 31). Estão relacionadas a dobramentos da foliação  $S_n$ , com a lineação sendo paralela ao traço axial e a linha de charneira. Estas estruturas ocorrem principalmente na parte sudoeste e oeste da Ilha dos Remédios.



FIGURA 31 – Lineações de intersecção entre as foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$  na parte sudoeste da ilha dos Remédios.

#### 5.1.3.2 Indicadores cinemáticos

Indicadores cinemáticos de escala micro, macro e mesoscópicas foram usados na definição do sentido de movimento das rochas que compõem as ilhas de Balneário Barra do Sul.

Análises de campo nas ilhas dos Remédios e Feia denotam que a foliação protomilonítica e milonítica  $S_n$  foi afetada por faixas de cisalhamento  $D_{n+1}$ , gerando estruturas monoclinicas como sigmoides, bandas de cisalhamento (estruturas S-C), microdobras assimétricas e foliações oblíquas, que indicam cinemática sinistral para a foliação  $S_{n+1}$  (FIGURAS 32 A e B; 33 A e B).

Na falta de outras estruturas regionais, foram empregados enclaves para a determinação do sentido de movimento da fase  $D_{n+1}$ , devido a sua forma sigmoidal e abundância nas rochas analisadas. Na região sul e norte da ilha dos Remédios (ponto MTB – 06) há enclaves gnáissicos, anfibolíticos e metaultramáficos que possuem forma alongada segundo a foliação  $S_{n+1}$  e diversos tamanhos. Por vezes estes enclaves mostram forma sigmoidal assimétrica que indica movimento sinistral (FIGURA 34 A e B). Logo a foliação

Sn+1 se relaciona à tectônica transcorrente de direção N30E e de movimentação sinistral. Microfalhas escalonadas antitéticas dexas (N72E/80NW) confirmam o sentido sinistral da foliação Sn+1 (FIGURA 35).

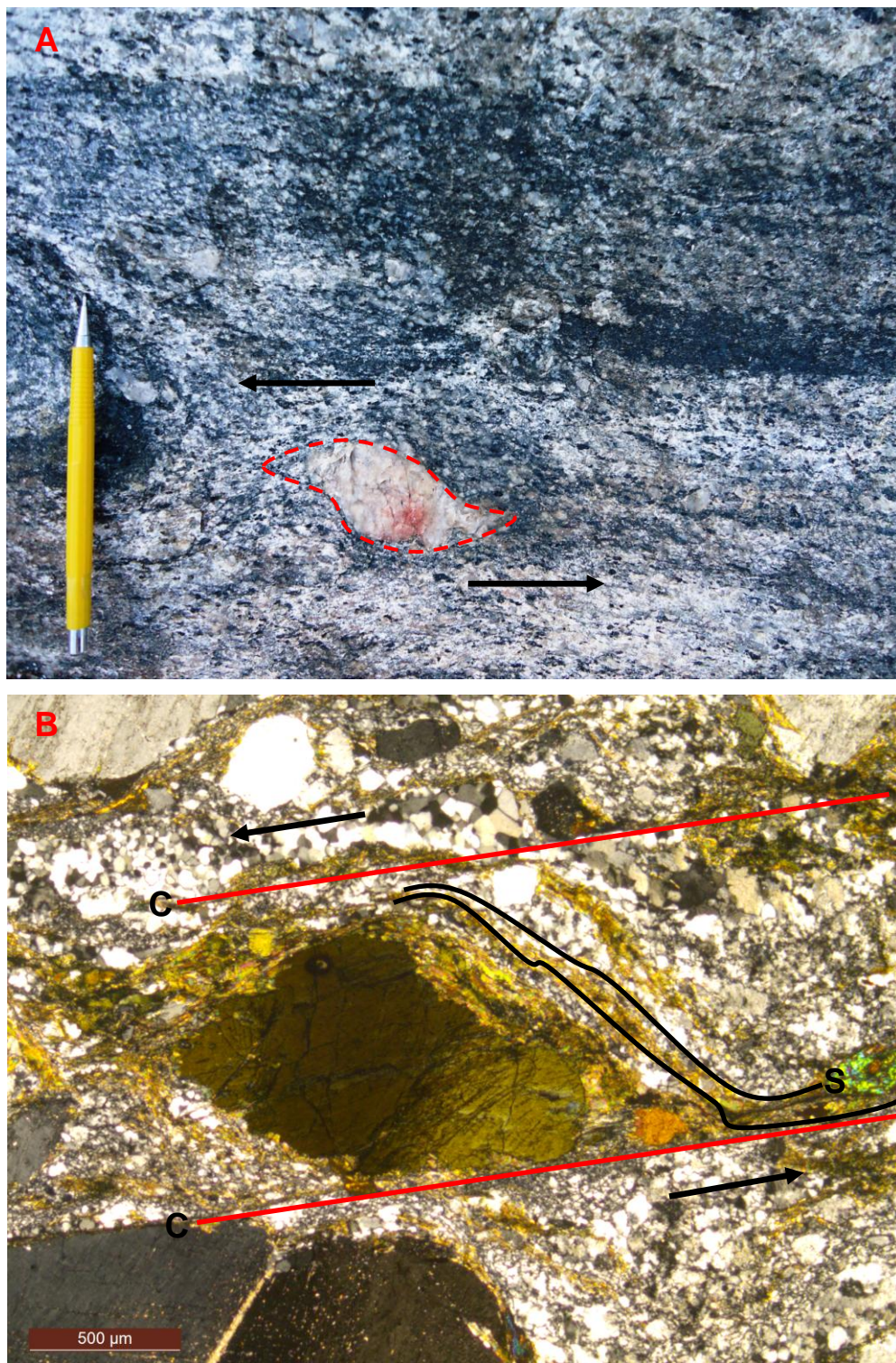


FIGURA 32 – A) Sigmoide sinistral de feldspato potássico em ortogneisse protomilonítico da ilha Feia (MTB – 34). Fotomicrografia do ortogneisse protomilonítico (LPC, lâmina MTB – 22): B) Par S-C de caráter fraco com orientação sinistral para a foliação Sn+1.

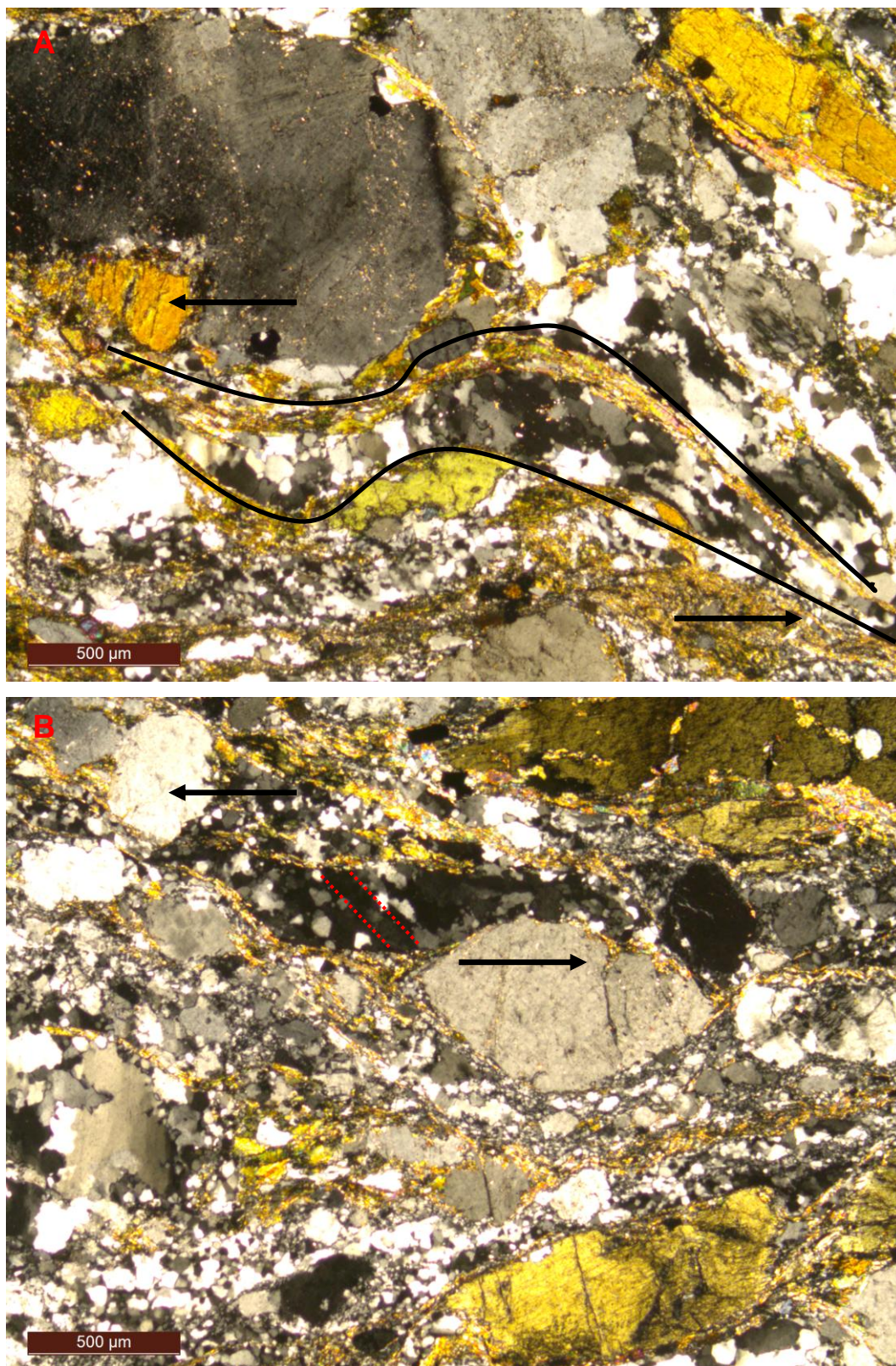


FIGURA 33 – Fotomicrografias do ortogneisse protomilonítico (LPC, lâmina MTB – 22): A) Microdobra assimétrica formada por novos grãos de quartzo e biotita sugerindo orientação sinistral; B) Clivagem oblíqua definida por grãos de quartzo de caráter alongado indicando cinemática sinistral.

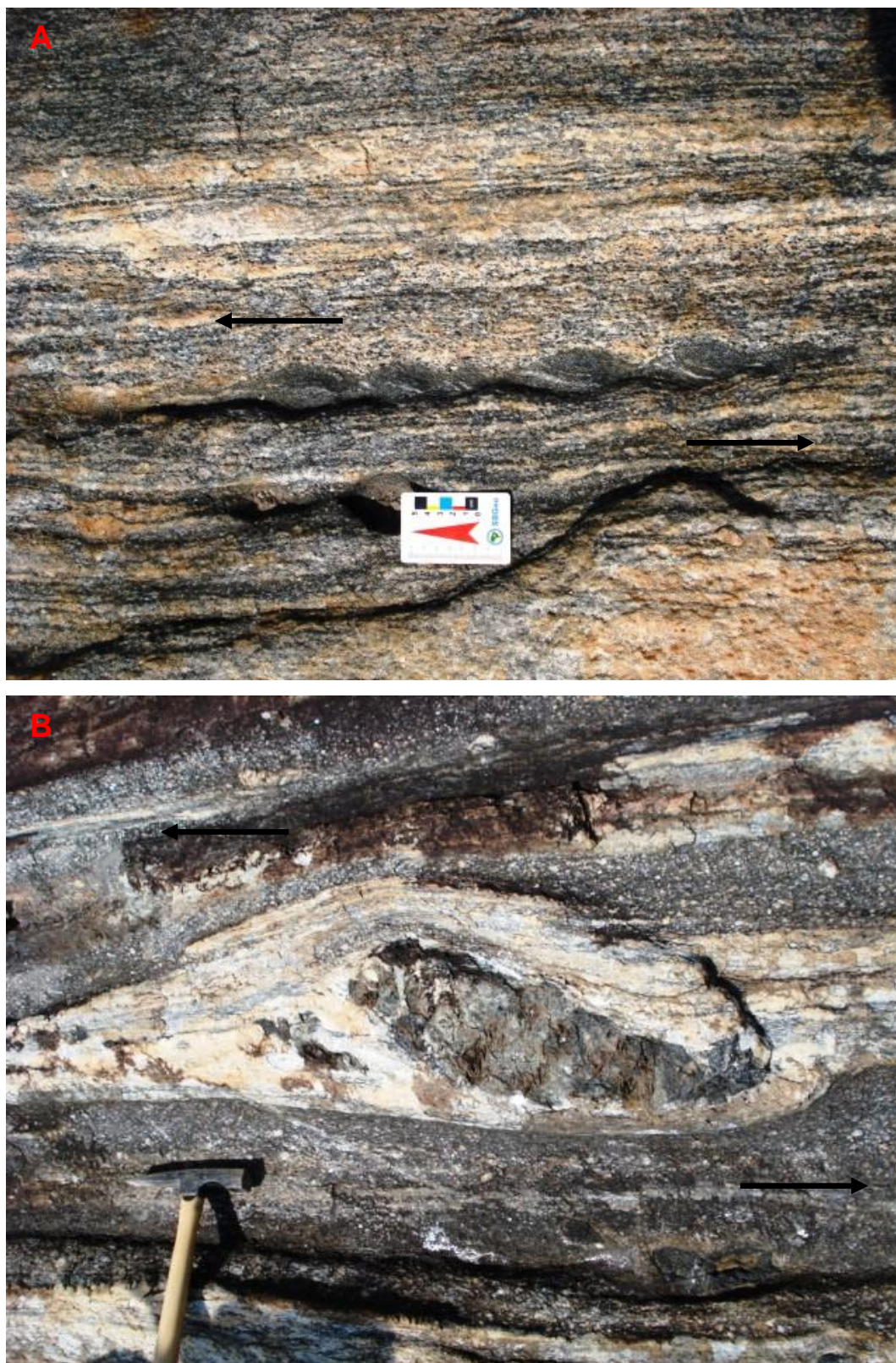


FIGURA 34 – Enclaves metaultramáficos de forma sigmoidal assimétrica e tamanho centimétrico a métrico, indicando movimento sinistral para a foliação de alto ângulo  $S_{n+1}$ , em ortognaisses miloníticos da ilha dos Remédios.

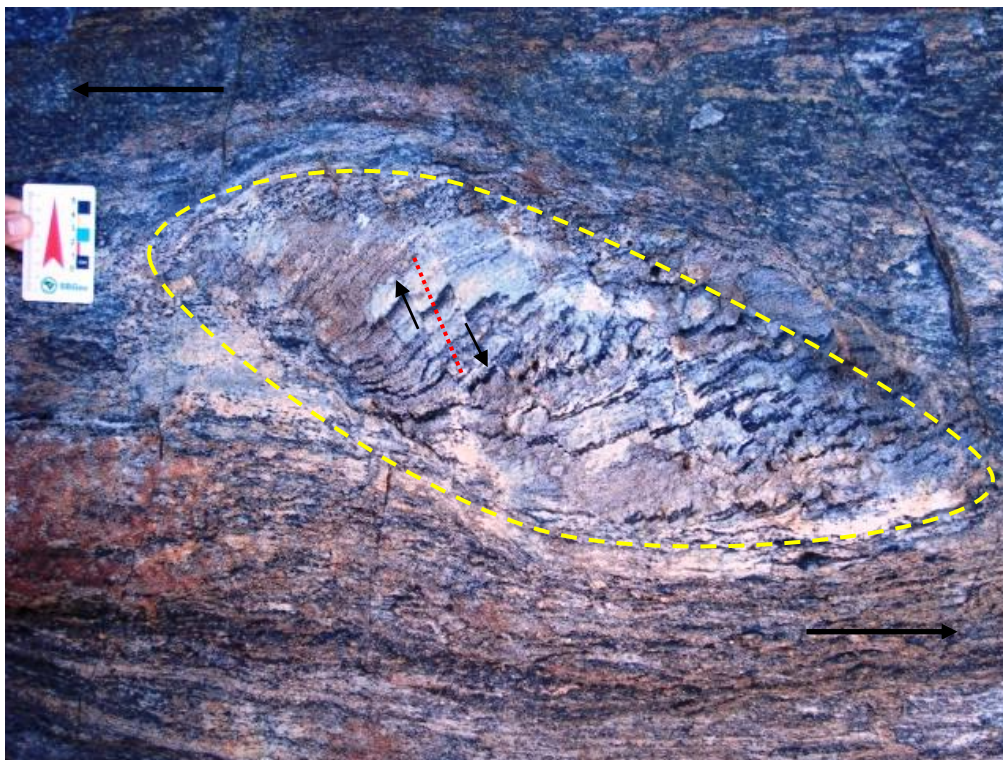


FIGURA 35 – Enclave gnáissico de sentido sinistral para a foliação  $S_{n+1}$ , com formação de falhas antitéticas dextrais.

### 5.1.3.3 Estruturas rúpteis

A análise de imagens de satélite do *Google Earth* (na escala 1:5.000) permitiu identificar lineamentos estruturais em duas direções principais na ilha dos Remédios (N50W, N60-70E), e três direções na ilha Feia (N15-20E, N30W, N70E). Esses alinhamentos correspondem a diáclases ou falhas, de formas alinhadas retilíneas ou levemente curvas, caráter simples e contínuo, cujo comprimento pode alcançar algumas dezenas de metros. O conjunto de falhas na direção NE são raramente subparalelas à foliação milonítica  $S_n$  ou  $S_{n+1}$ .

Nos trabalhos de campo, estas orientações foram confirmadas como planos de fratura de caráter regularmente denso (com espaçamento de 30 a 100 cm) a muito denso (com espaçamento de 2 a 7 cm), paralelas entre si ou localmente curvas, de geometria planar e persistência métrica (em torno de 0,5 a 1,5 m), raramente com alteração das paredes para óxido de ferro e muitas vezes sem preenchimento de minerais recristalizados em seus planos (FIGURAS 36 A e B; 37 A e B). Ocorrem em sistemas homogêneos nas rochas estudadas.

As direções principais das fraturas são N65E/71NW, N75W/85NE, N80E/87SE e N80W/85SW. Podem pertencer em alguns casos a um conjugado de cisalhamento rúptil, conferindo um padrão losangular à rocha em “X”. São planos que se cruzam obliquamente, possuem tamanhos métricos e geometria retilínea.



FIGURA 36 – Ortognaisses miloníticos da região oeste da Ilha dos Remédios. A) Fraturas centimétricas, de caráter muito denso (com espaçamento de 2 cm), paralelas entre si, e de geometria planar; B) Fraturas métricas, sem preenchimento por minerais recristalizados, densas e planares.





FIGURA 37 – A) Fraturas com padrão conjugado em “X” e geometria losangular; B) Ortognaisse milonítico seccionado por fraturas métricas de diferentes direções.

Os diagramas de Schimidt–Lambert (FIGURA 38 A e B) confeccionados para as fraturas das rochas de Balneário Barra do Sul permitiram identificar três direções preferenciais de famílias: E-W, NW-SE e NE-SW.

Planos de fraturas preenchidos ocorrem na porção noroeste da ilha dos Remédios (ponto MTB – 22) e sudoeste da ilha Feia (ponto MTB – 36), com

espessura entre 2 e 5 cm. São caracterizados por cristais estirados de epidoto formando pequenos agregados. Em geral, têm direções gerais N60W/80NE (FIGURA 39).

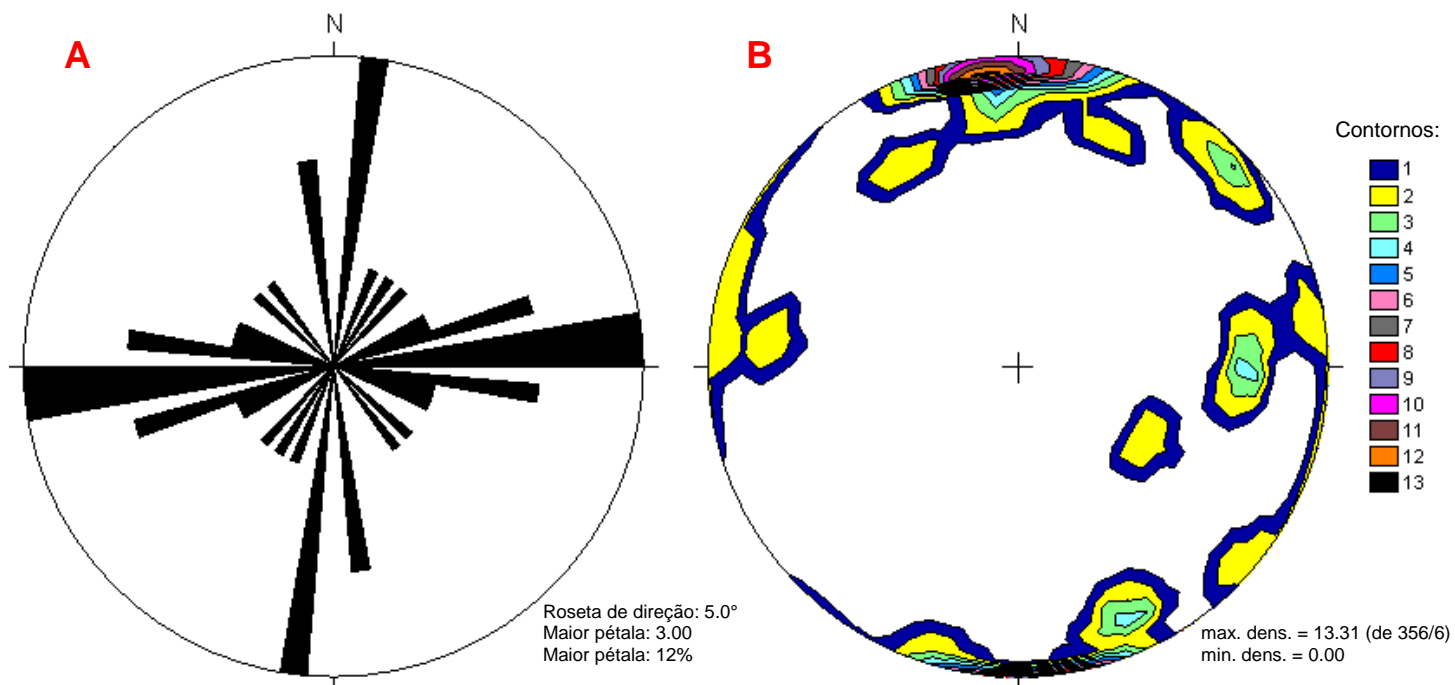


FIGURA 38 – Diagramas estruturais de fraturas para as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul.

A: Diagrama de Rosetas; B: Isolinhas dos polos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 25.



FIGURA 39 – Fratura preenchida por cristais de epidoto em ortognaisse protomilonítico, de direção geral N60W/80NE na porção noroeste da ilha dos Remédios (ponto MTB – 22).

No oeste e sudoeste da Ilha dos Remédios e no norte da Ilha Feia há veios de quartzo de cor branca (N20E/25NW), pouco a fortemente fraturados, com espessura de 0,2 a 3 cm, paralelos (intercalados com as bandas ferromagnesianas e quartzo-feldspáticas), discordantes (FIGURA 40) ou dobrados (eixo de dobra: N205/20) junto com a foliação Sn.



FIGURA 40 – Veio de quartzo disposto discordante da foliação Sn, na parte norte da Ilha Feia.

Localmente os veios de quartzo mostram posição discordante da foliação Sn+1, na parte sul da ilha dos Remédios (ponto MTB – 06). Nota-se também veios de quartzo com 15 cm de espessura, ordenados paralelamente à foliação Sn+1, no sudoeste da ilha Feia (ponto MTB – 36) e noroeste da ilha dos Remédios (ponto MTB – 22), de direção geral N20E/80NW. Por vezes, os ortognaisses miloníticos da ilha Feia podem mostrar veios de quartzo e bolsões elípticos quartzo-feldspáticos (N10E/86NW), com espessura entre 1 a 2 cm, paralelos à foliação Sn+1. Os veios de quartzo evidenciam a atividade de processos de segregação metamórfica e mobilização de composição félsica.

As falhas que afetam as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul têm dimensões métricas, geometria planar, retilínea e desenvolvem bandamento e enclaves deslocados. Tais estruturas são úteis para a obtenção de dados cinemáticos.

Na região sudeste da ilha dos Remédios, foi identificada uma falha de direção geral E-W/subvertical e tamanho métrico (1 m), com arranjo em “rabo

de cavalo” e possível movimentação sinistral. Na parte noroeste da Ilha dos Remédios (ponto MTB – 20) há uma falha sinistral de atitude N10W/78SW e rejeito aproximado de 15 cm (FIGURA 41). Possui superfície de caráter liso, geometria planar, abertura milimétrica, persistência em torno de 1 m, e não apresenta alteração das paredes ou preenchimento de minerais diversos.

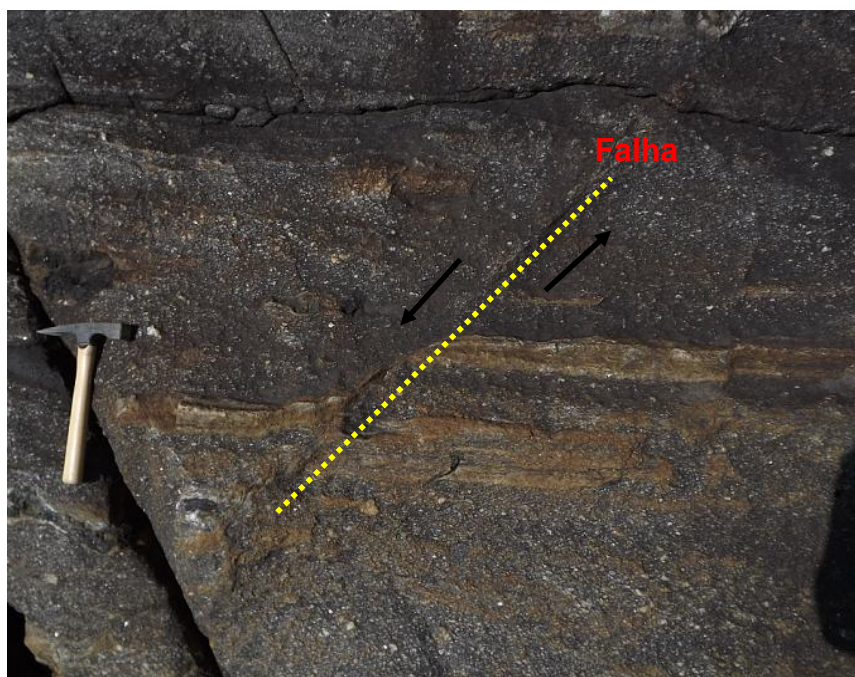
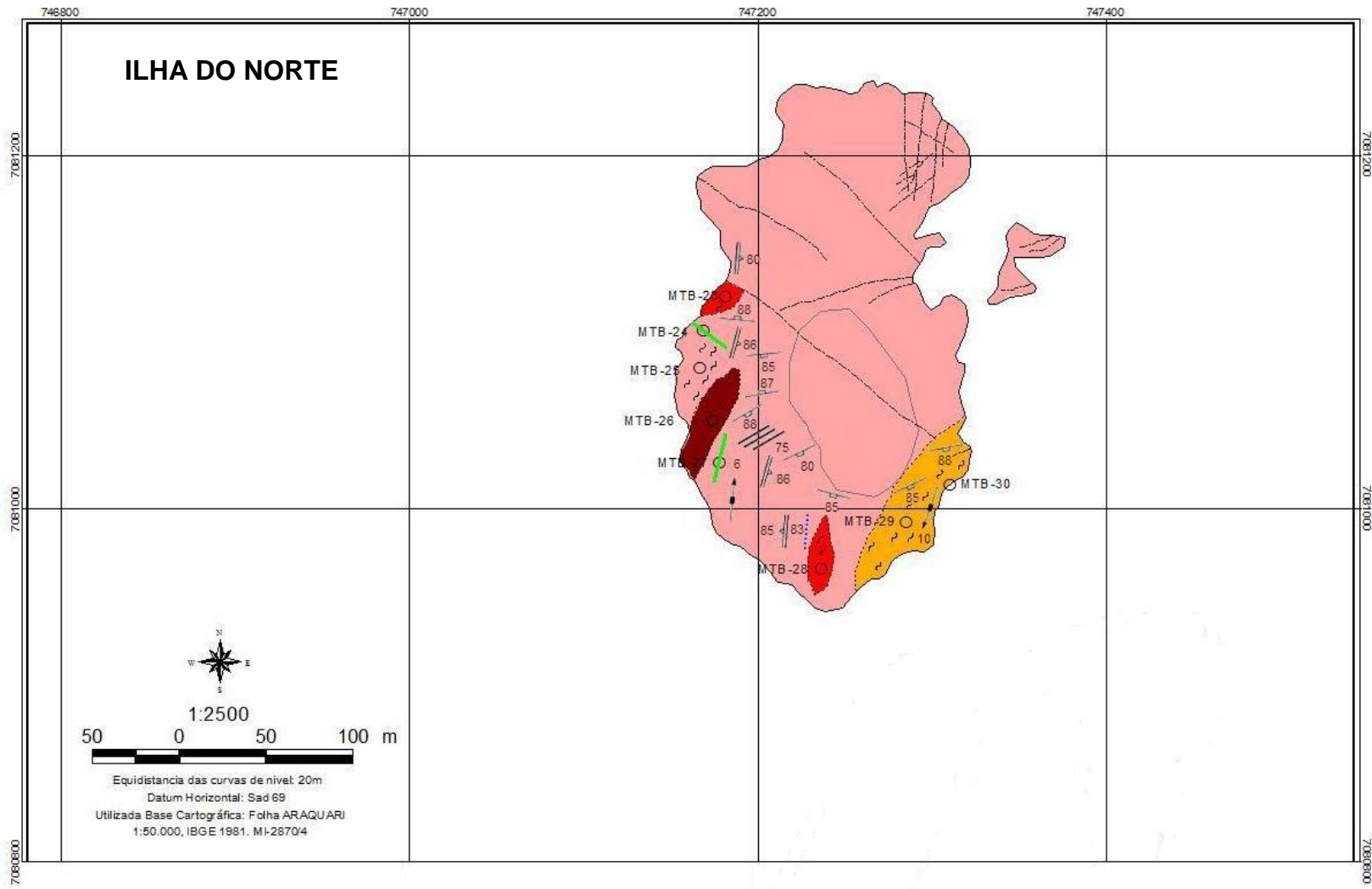


FIGURA 41 – Ortognaisse protomilonítico da parte noroeste da Ilha dos Remédios afetado por falha de componente sinistral.

## 5.2 GEOLOGIA DAS ILHAS DE TAMBORETES

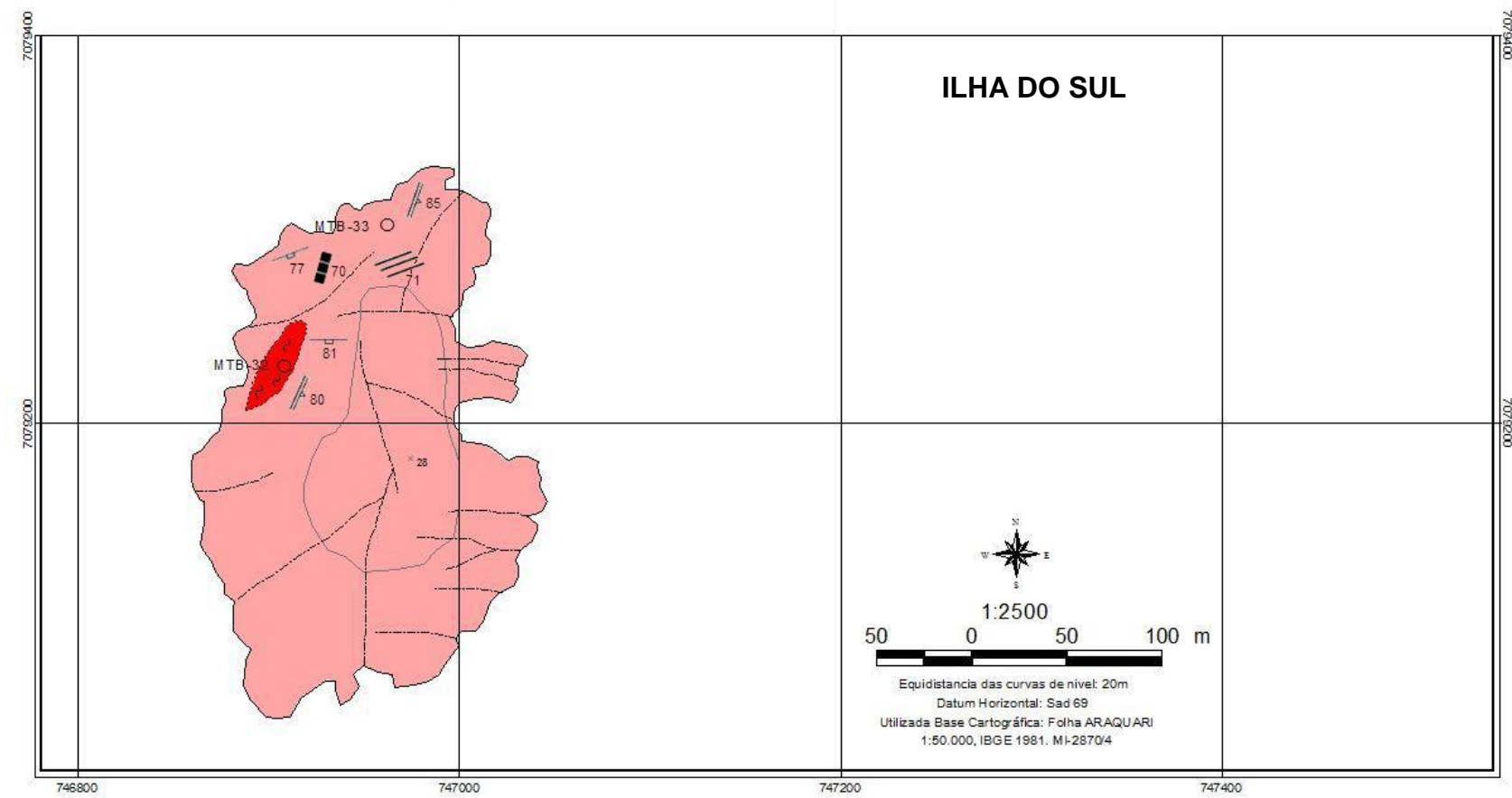
As Ilhas de Tamboretas são formadas por quatro ilhas (Ilha do Norte, Ilha do Porto, Ilha Rema e Ilha do Sul) e alguns rochedos menores (Ilha do Meio), e estão localizadas nas proximidades do município de São Francisco do Sul. Das quatro ilhas, apenas duas (Ilha do Norte e Ilha do Sul) foram estudadas em detalhe e uma em semi-detalhe (Ilha Rema), pelo fato de possuírem locais para o aporte. As ilhas estão alinhadas na direção NNE e possuem forma alongada. Nestas ilhas predominam granitos porfiríticos pouco deformados e foliados, granitos protomiloníticos, granitos miloníticos e granitos ultramiloníticos, de acordo com a classificação de Sibson (1977). Na região sul da Ilha do Norte afloram diques de diabásio com orientação geral N55W e N15E. As principais unidades geológicas analisadas nas ilhas de Tamboretas foram cartografadas no mapa geológico de escala 1:2.500 (FIGURA 42 e ANEXO 2).



# LEGENDA

- Diques de diabásio
- Granitos porfíricos deformados
- Granitos miloníticos
- Granitos protomiloníticos
- Granitos ultramiloníticos
- Pontos geológicos descritos
- Contato definido
- - - Contato inferido
- ▲ Foliação Sn+1
- Fratura
- ↘ Fratura escalonada
- Lineação de estiramento
- ~ Zona de cisalhamento
- ..... Veio de quartzo
- - - Lineamentos fotointerpretados
- ⊖ Curvas de nível

Autor: Michelangelo Tissi Baldin



# LEGENDA

- Granitos porfíricos deformados
- Granitos miloníticos
- Pontos geológicos descritos
- Contato definido
- ▲ Foliação Sn+1
- Fratura
- ↘ Fratura escalonada
- ~ Zona de cisalhamento
- ..... Veio aplítico
- - - Lineamentos fotointerpretados
- ⊖ Curvas de nível
- \* Pontos cotados

Autor: Michelangelo Tissi Baldin

FIGURA 42 – Mapa Geológico simplificado das ilhas de Tamborettes.

### 5.2.1 Descrição macroscópica das rochas analisadas

Os granitos porfíricos foliados ocorrem na porção oeste e sul da Ilha do Norte e na região oeste da Ilha do Sul. Afloram como lajedos, blocos ou matacões e estão distribuídos conforme a direção NE na área de estudo. A rocha possui textura fanerítica inequigranular porfírica, cor cinza claro a médio e é composta por microclina (50%), quartzo (35%), plagioclásio (10%) e biotita (5%). Fenocristais subédricos de microclina de tamanho variando entre 0,5 a 2,5 cm exibem fraca orientação preferencial (fluxo magmático) ou aparecem de modo aleatório. Os cristais da matriz são médios, subédricos prismáticos a anédricos granulares. O índice de cor é leucocrático. Geralmente a estrutura é foliada (FIGURA 43), definida pela sutil a moderada orientação preferencial de biotita e feldspato potássico. Por vezes os granitos se encontram moderadamente fraturados.



FIGURA 43 – Granito porfírico deformado com foliação marcada pela orientação paralela ou subparalela de biotita e feldspato potássico, localizado na porção oeste da Ilha do Norte.

As zonas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas possuem espessura métrica a decamétrica e ocorrem orientadas na direção NE-SW com mergulhos elevados. Estas rochas podem ser observadas em todas as ilhas de

Tamboretetes.

Os granitos protomiloníticos ocorrem na porção oeste da ilha do Norte. Possuem cor cinza claro, granulação inequigranular média a grossa e são constituídos por microclina (40%), plagioclásio (20%), quartzo (20%), biotita (15%) e anfibólio (5%) (FIGURA 44). Os porfiroclastos de microclina são subédricos prismáticos a anédricos, abundantes e exibem tamanho de 1 a 2 cm. A orientação dos porfiroclastos é fraca a moderada. Os cristais de biotita e anfibólio se encontram em níveis anastomosados. A textura milonítica é caracterizada por porfiroclastos de microclina fraturados imersos em matriz estirada orientada por fluxo. A foliação principal ( $S_{n+1}$ ) é definida pela forte orientação preferencial de cristais de feldspato potássico, biotita e pelo achatamento de cristais de quartzo. Possui aspecto heterogêneo, penetrativo e levemente anastomosado. Nos protomilonitos prevalecem monzogranitos.



FIGURA 44 – Granito protomilonítico cinza claro, de granulação inequigranular média a grossa, com porfiroclastos de feldspato potássico de até 1,5 cm.

Os granitos miloníticos predominam nas ilhas de Tamboretetes e possuem composição monzogranítica. Estas rochas têm cor cinza claro a escuro, matriz de granulação fina e porfiroclastos de microclina com até 2,5 cm.

A rocha é constituída por microclina (40%), quartzo (30%), plagioclásio (20%), biotita (10%), clorita e sericita. A textura é milonítica e a orientação dos minerais micáceos e bandas quartzo-feldspáticas definem uma foliação Sn+1 bem marcada, milimétrica, contínua e anastomosada (FIGURA 45).



FIGURA 45 – Granito milonítico mostrando foliação Sn+1 de caráter penetrativo, marcada por bandas irregulares de biotita que contornam raros porfiroclastos de feldspato potássico alinhados.

Os granitos ultramiloníticos afloram no sudeste da ilha do Norte em domínios de 15 cm a 2 m de espessura (FIGURA 46). Caracterizam-se pela redução acentuada no tamanho dos feldspatos, bem como pelo desenvolvimento de uma foliação ultramilonítica definida pelos níveis ricos em cristais recristalizados que bordejam porfiroclastos de feldspato potássico. Possui aspecto anastomosado bem pronunciado, natureza dúctil e ocorre de forma heterogênea.

Estas rochas têm cor cinza escuro, granulação muito fina inequigranular com raros porfiroclastos de microclina. São constituídos pela alternância submilimétrica a milimétrica de níveis formados por quartzo (40%), microclina (35%) e biotita (25%). Algumas zonas ultramiloníticas são caracterizadas por um formato curvilinear.





FIGURA 46 – Banda ultramilonítica com espessura da ordem de 50 cm no oeste da ilha do Norte (Ilha de Tamboretas).

### 5.2.2 Petrografia

As ilhas de São Francisco do Sul são constituídas principalmente por granitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. Diques aplíticos e de diabásio são observados nos afloramentos de granitos miloníticos.

#### *Granitos protomiloníticos*

A rocha é formada por microclina (40%), quartzo (20%), oligoclásio (20%), biotita (15%), hornblenda (5%) e acessórios como muscovita, sericita, epidoto, clorita, zircão, allanita, titanita, apatita e opacos.

Os cristais de microclina são inequigranulares finos a grossos (1 a 6 mm), anédricos a subédricos, mostram raramente formas amendoadas e forte orientação preferencial. Ocorrem porfiroclastos com bordas recristalizadas formando novos grãos de granulação fina. Há inclusões de opacos, hornblenda, biotita, quartzo, titanita e apatita. Argilização de porfiroclastos pode

ser observada. A extinção ondulante, pertitas em chama e microfalhas são comuns. Mirmequitas ocorrem de modo localizado.

Os cristais de quartzo são inequigranulares finos a médios (1 a 3 mm), anédricos, mostram extinção ondulante, lamelas de deformação, forte orientação preferencial e formam agregados alongados de subgrãos e de novos grãos. Estes agregados têm arranjo anastomosado próximo a porfiroclastos de oligoclásio e microclina (FIGURA 47 A). Os contatos dos cristais são retilíneos e curvilíneos. Nos agregados há subgrãos com orientação oblíqua (foliação oblíqua) em relação à forma alongada do agregado. Há inclusões de apatita, biotita e titanita.

Os cristais de oligoclásio são inequigranulares finos a médios (1 a 4 mm), anédricos a subédricos prismáticos, e ocorrem principalmente sob a forma de porfiroclastos com forte orientação preferencial. Apresentam encurvamento da geminação, extinção ondulante, *kink bands*, bandas de deformação e microfalhas. Microfraturas estão preenchidas por quartzo. A formação de subgrãos ocorre localmente. A saussuritização é moderada a forte, sobretudo nos núcleos dos cristais (FIGURA 47 B). Há inclusões de opacos, biotita, apatita e quartzo.

Os cristais de biotita são inequigranulares finos a médios (1 a 3 mm), anédricos a subédricos e mostram moderada orientação preferencial. Há inclusões de apatita, quartzo, hornblenda, opacos, microclina e titanita. Encontram-se associados com hornblenda em níveis contínuos ou anastomosados, contornando porfiroclastos de feldspatos. Extinção ondulante, microfraturas e *kink bands* foram observados como feições de deformação. A biotita está moderadamente alterada para opacos e clorita.

Os cristais de hornblenda são equigranulares finos (1 a 2 mm), anédricos a subédricos, possuem orientação preferencial moderada a forte, e geralmente estão associados à biotita e titanita formando níveis anastomosados. Há inclusões de opacos, titanita e apatita. A substituição para opacos e biotita é moderada e mais bem desenvolvida nos planos de clivagem e nas margens dos cristais. Notam-se microfraturas e extinção ondulante como feições de deformação.

Os cristais de zircão são finos (< 0,5 mm), anédricos, não mostram orientação preferencial e ocorrem dispersos na matriz ou como inclusões.

Os cristais de allanita são finos (< 0,5 a 2 mm), anédricos a subédricos, exibem zoneamento e se associam a opacos. Nota-se alteração moderada para óxido de ferro e por vezes microfraturas oblíquas a foliação principal são comuns.

Os cristais de titanita primária são equigranulares finos (1 mm), subédricos naviculares a localmente anédricos. Ocorrem fraturados, dispersos pela lâmina ou como inclusões. Os limites são predominantemente retilíneos e secundariamente curvilíneos a denteados. Apresentam pouca orientação preferencial. Há alteração para opacos. Nota-se inclusões de apatita e opacos.

Os cristais de titanita secundária são equigranulares finos (0,5 mm), anédricos granulares e formam pequenos agregados sem orientação preferencial. Os contatos são irregulares e curvilíneos. Há alteração para óxido de ferro e ocorrem associados aos níveis formados principalmente por biotita e opacos.

Os cristais de apatita são equigranulares finos (1 mm), de hábito subédrico a euédrico hexagonal. Os limites são retilíneos e possuem orientação preferencial incipiente. Apresentam inclusões de opacos. O grau de fraturamento é baixo, desenvolvendo microfraturas sem preenchimento.

Os cristais de opacos primários são equigranulares finos (< 1 mm), subédricos a anédricos, estirados e apresentam pouca orientação preferencial. Os contatos são denteados e retilíneos. Ocorrem dispersos ou intersticiais junto aos níveis máficos. Há alteração para óxido de ferro.

Os cristais de opacos secundários são equigranulares finos (0,5 mm), anédricos, formam agregados granulares e não apresentam orientação preferencial. Os limites são curvilíneos a irregulares. Ocorrem como produto da alteração da biotita, hornblenda e titanita.

Os cristais de clorita são finos (< 0,5 mm), anédricos e resultam da alteração de biotita.

A muscovita é equigranular fina (1 a 2 mm), subédrica lamelar e normalmente se associa à sericita e biotita. Apresentam moderada orientação preferencial e inclusão de opacos. Ocorrem raros sigmoides orientados e *mica fish*.

Os cristais de sericita são muito finos (< 0,5 mm), anédricos a subédricos. Não possuem orientação preferencial e ocorrem dispersos na matriz ou como produto da alteração do oligoclásio.

O epidoto é inequigranular fino (<0,5 mm a 1 mm), anédrico e não apresenta orientação preferencial. Ocorre como produto da alteração do oligoclásio ou de modo intersticial na matriz da rocha.

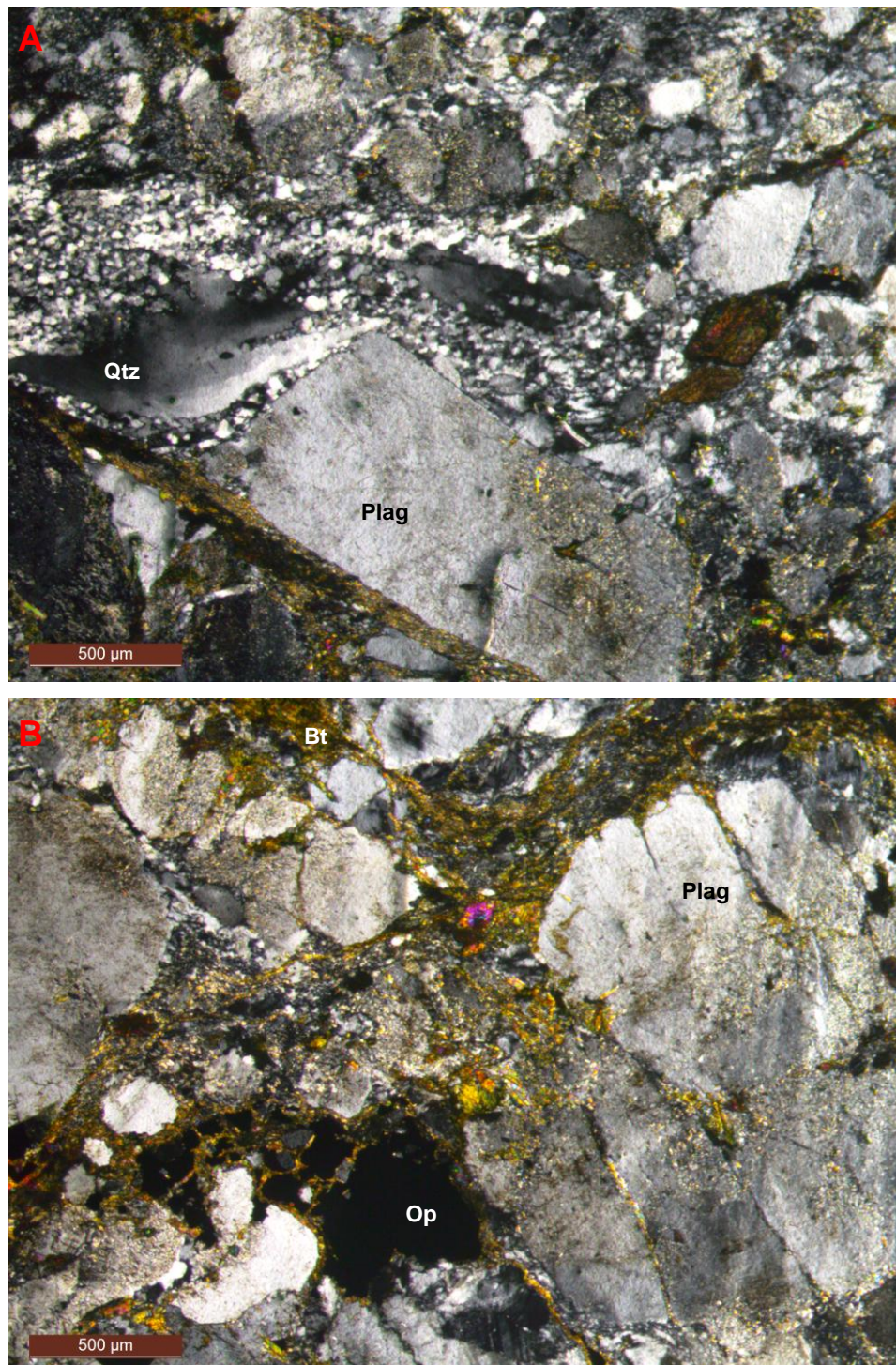


FIGURA 47 – Fotomicrografias do granito protomilonítico. A) Cristais de quartzo orientados contornando porfiroclastos de oligoclásio com formação de subgrãos e novos grãos (LPC, lâmina MTB – 26); B) Porfiroclastos de oligoclásio apresentando saussuritização e fraturamento moderado (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Qtz – quartzo; Plag – plagioclásio; Bt – biotita; Op – opacos.

### *Granitos miloníticos*

Os principais minerais constituintes são microclina (35%), quartzo (25%), oligoclásio (20%), biotita, clorita e sericita (15%) e opacos (5%). Entre os acessórios ocorrem allanita, titanita, zircão, apatita, epidoto, carbonato, granada e turmalina.

Os cristais de microclina são inequigranulares finos a grossos (1 a 5 mm), subédricos, pertíticos, e possuem forte orientação preferencial (FIGURA 48 A). Os limites são retilíneos e curvilíneos com o quartzo. Há inclusões de opacos e clorita. Ocorrem feições do tipo *augen* e sigmoides. Apresentam novos grãos de granulação muito fina (< 0,5 mm) nas bordas dos porfiroclastos. A extinção ondulante, subgrãos, microfraturas e microfalhas são outras feições de deformação intracristalina observadas.

Os cristais de quartzo são inequigranulares finos (< 0,5 a 1 mm), anédricos, exibem extinção ondulante moderada e novos grãos formam agregados alongados e fortemente orientados ao longo da foliação. Apresentam-se também em níveis descontínuos e intercalados com níveis máficos. Os limites entre os cristais são retilíneos e localmente curvilíneos a denteados. Subgrãos formam agregados e mostram disposição oblíqua. Há inclusões de opacos.

Os cristais de oligoclásio são inequigranulares finos a grossos (1 a 5 mm), subédricos prismáticos a localmente anédricos e possuem forte orientação preferencial. Os limites são retilíneos e irregulares com os cristais de quartzo e microclina. Produtos da saussuritização moderada são vistos nos núcleos do plagioclásio. Por vezes há inclusões de titanita, opacos e sericita. Porfiroclastos mostram estruturas do tipo *augen*. Subgrãos, encurvamento da macla (FIGURA 48 B), extinção ondulante, *kink bands* e microfalhas são feições presentes. Nas margens dos porfiroclastos são observados novos grãos de granulação muito fina (< 0,5 mm).

Os cristais de biotita são equigranulares finos (1 mm), subédricos lamelares, têm forte orientação e formam níveis descontínuos. Há inclusões de quartzo e opacos. A biotita está geralmente alterada para opacos e clorita.

Os cristais de granada são inequigranulares finos a médios (1 a 2 mm), anédricos a subédricos e possuem pouca orientação preferencial. Os limites são curvilíneos e localmente retilíneos. Há inclusões de opacos e microclina.

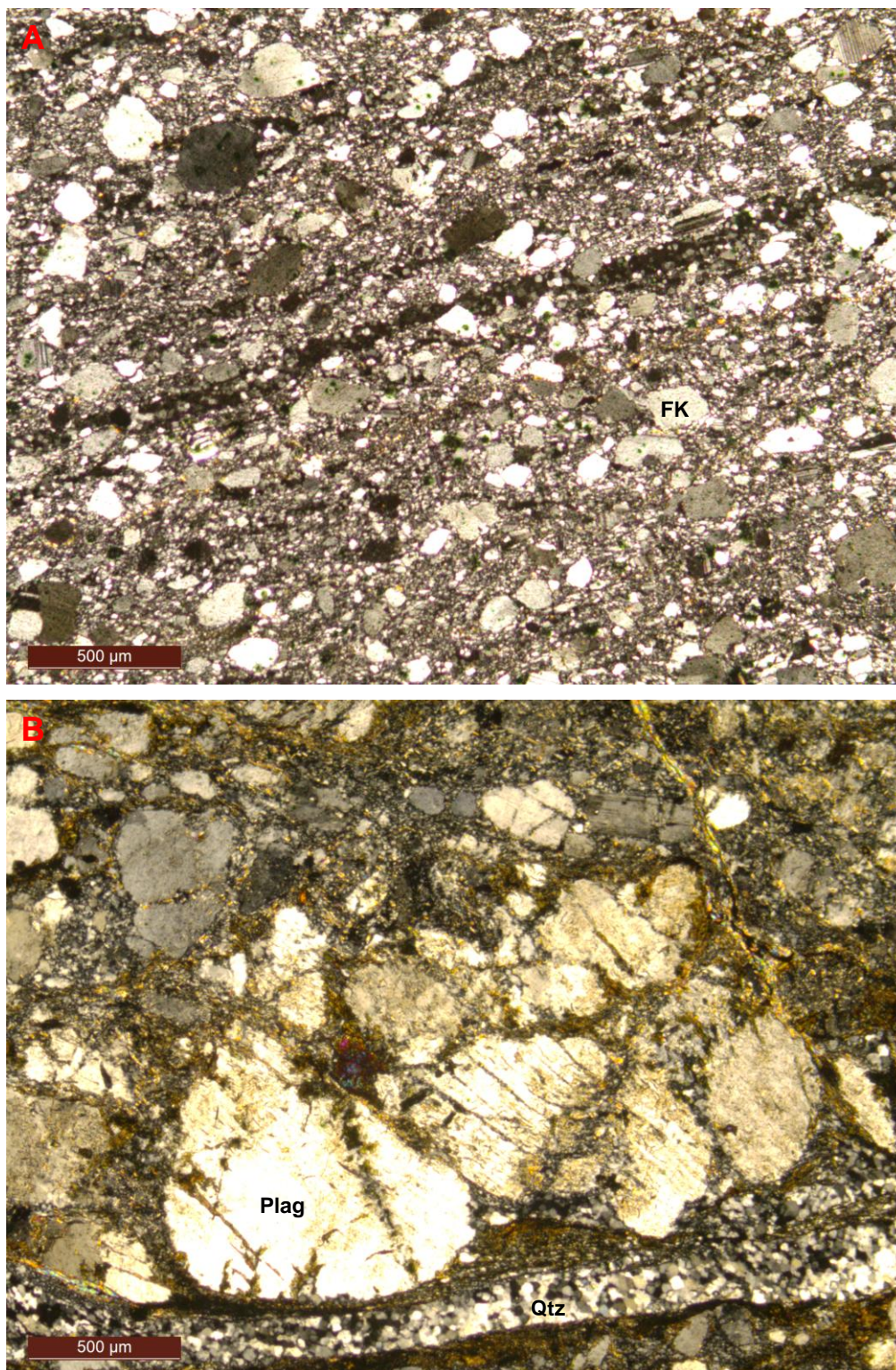


FIGURA 48 – Fotomicrografias do granito milonítico. A) Cristais de microclínio orientados preferencialmente (LPC, lâmina MTB – 33); B) Cristal de plagioclásio com curvatura de macla (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Qtz – quartzo; Plag – plagioclásio; FK – microclina.

Os cristais de opacos primários são equigranulares finos (1 mm), anédricos a subédricos e apresentam forte orientação preferencial em níveis junto com a biotita. Os cristais de opacos secundários são equigranulares finos

(0,5 a 1 mm), anédricos granulares e apresentam pouca orientação preferencial. Os limites são irregulares. Ocorrem como produto da alteração da biotita ou preenchendo fraturas.

Os cristais de allanita são equigranulares finos (1 mm), subédricos, zonados e apresentam orientação preferencial incipiente.

Os cristais de titanita são equigranulares finos (1 mm), anédricos a subédricos naviculares, fraturados e apresentam pouca orientação preferencial. Há alteração moderada para óxido de ferro e inclusões de quartzo e opacos.

Os cristais de zircão são equigranulares finos (< 0,5 mm), anédricos e ocorrem dispersos pela lâmina ou como inclusões nos principais minerais constituintes. Não apresentam orientação preferencial.

Os cristais de apatita são equigranulares finos (0,5 a 1 mm), anédricos a subédricos e não apresentam orientação preferencial. Podem mostrar fraturas perpendiculares à foliação da rocha.

Os cristais de epidoto são inequigranulares finos (< 0,5 mm), anédricos e sem orientação preferencial. Ocorrem como produto da alteração do oligoclásio.

Os cristais de carbonato são equigranulares finos (< 0,5 mm), anédricos e ocorrem sobre cristais saussuritizados de plagioclásio.

Os cristais de turmalina são inequigranulares muito finos a finos (< 0,5 a 1 mm), anédricos a subédricos e não apresentam orientação preferencial. Os contatos são retilíneos a irregulares. Possuem pleocroísmo entre verde claro e azul. Encontram-se pouco fraturados e ocorrem dispersos pela lâmina.

### *Granitos ultramiloníticos*

Em seção delgada, os granitos ultramiloníticos se distinguem por cristais muito finos (FIGURA 49). São compostos por quartzo (40%), microclínio (35%), biotita (20%), opacos (5%) e acessórios (titanita e zircão).

O quartzo ocorre como cristais inequigranulares, de granulação muito fina a fina (até 1 mm), anédricos e estirados. Podem mostrar extinção ondulante e forma sigmoidal ou formar agregados de subgrãos e novos grãos orientados segundo a foliação ultramilonítica.

Os cristais de microclina são inequigranulares finos (1 a <0,5 mm), anédricos a subédricos, pertíticos e orientados segundo a foliação

ultramilonítica com algumas evidências de rotação. Os limites são retilíneos e curvilíneos com os cristais de biotita e quartzo. Há inclusões de opacos. Ocorrem novos grãos, extinção ondulante e estiramento como feições de deformação. Porfiroclastos possuem microfalhas oblíquas à foliação.

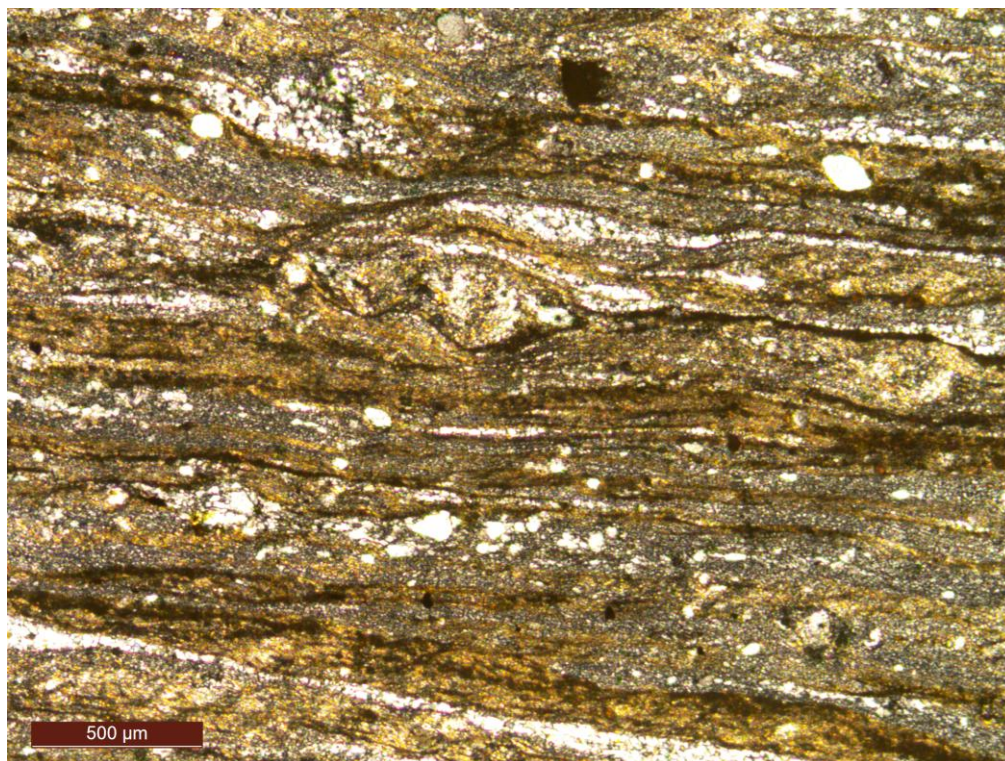


FIGURA 49 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico. Cristais de granulação muito fina orientados segundo a direção da foliação Sn+1 (LPC, lâmina MTB – 29).

A biotita apresenta-se como cristais finos, subédricos e mostram boa orientação preferencial ao longo da foliação ultramilonítica.

Os opacos primários se associam à biotita, são equigranulares finos (<0,5 mm), subédricos e apresentam moderada orientação preferencial.

Os opacos secundários são inequigranulares muito finos a finos (0,5 a 1 mm), anédricos, apresentam fraca orientação preferencial e são produto da alteração da biotita.

Os cristais de titanita secundária são inequigranulares muito finos a finos (<0,5 a 1 mm), anédricos e formam agregados com pouca orientação preferencial. A titanita se dispõe em níveis junto à biotita e aos opacos.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos (< 0,5 mm), anédricos granulares e ocorrem dispersos pela lâmina sem orientação



preferencial. Os limites entre os cristais são curvilíneos e localmente irregulares.

### *Diques e veios aplíticos*

Pouco frequente nas Ilhas de Tamboretas, os diques e veios aplíticos hololeucocráticos possuem espessura centimétrica a métrica, são paralelos ou discordantes à foliação das rochas hospedeiras e podem ser numerosos e contínuos em extensão. No oeste da Ilha Rema há um dique aplítico com 70 cm de espessura (FIGURA 50), cuja atitude N25E/80SE é concordante à foliação  $S_{n+1}$ .



FIGURA 50 – Dique aplítico quartzo-feldspático com 70 cm de espessura, paralelo à foliação  $S_{n+1}$  do granito milonítico.

Os diques e veios aplíticos (FIGURA 51) representam fases magmáticas finais das rochas que constituem as ilhas de Tamboretas e apresentam textura equigranular fina a afanítica, geralmente com formas irregulares e tabulares. Possuem cores esbranquiçadas, são isótipos ou foliados e compostos por quartzo, plagioclásio e K-feldspato.



FIGURA 51 – Veios aplíticos quartzo-feldspáticos paralelos à foliação  $S_{n+1}$ .

### *Diques de diabásio*

Localmente na parte oeste (MTB – 24) e sudoeste (MTB – 27) da Ilha do Norte (Ilha de Tamborettes), foram observados dois diques de diabásio, sendo um discordante (FIGURA 52 A) e o outro subparalelo da foliação  $S_{n+1}$  (FIGURA 52 B).



FIGURA 52 – (A) Dique de diabásio discordante e (B) concordante com a foliação Sn+1 do granito milonítico.

O dique discordante acompanha a direção das fraturas, possui direção N55W/70NE e tem espessura da ordem de 50 cm. O dique concordante com a foliação Sn+1 é mais espesso, em torno de 1 m, e apresenta direção preferencial N15E/88SE, subparalelo à foliação milonítica dos granitos.

As rochas possuem cores cinza escuro, têm granulação fina e são formadas por augita (50%), labradorita (50%), além de minerais acessórios (opacos e apatita) e de minerais de alteração (carbonato) (FIGURA 53 A e B). O índice de cor é melanocrático (M = 65-90%) e a estrutura é maciça.

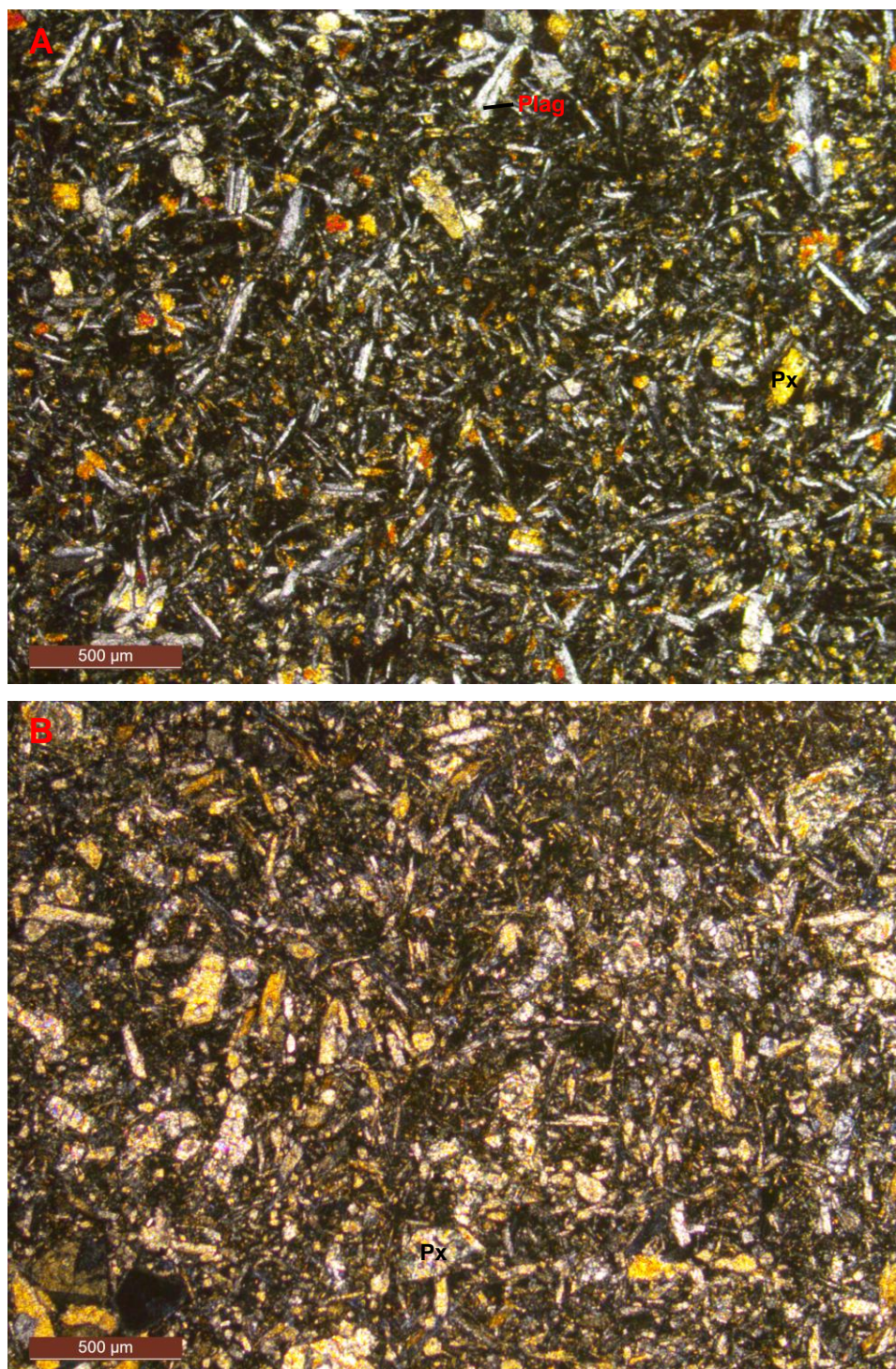


FIGURA 53 – Fotomicrografias do diabásio. A) Diabásio equigranular fino, subofítico a intergranular (LPC, lâmina MTB – 24); B) Diabásio mostrando estrutura maciça com predomínio de plagioclásio ripiforme e cristais subédricos de clinopiroxênio (LPC, lâmina MTB – 27).

LEGENDA: Plag – plagioclásio; Px – piroxênio.

Os cristais de clinopiroxênio (augita) são anédricos a subédricos prismáticos, finos a médios (1 a 4 mm) e não exibem orientação preferencial. Os limites são preferencialmente retilíneos. Alguns cristais possuem as bordas e os centros corroídos. Ocorrem inclusões de opacos, labradorita e estão alterados para opacos (secundários).

Os cristais de plagioclásio (labradorita) são equigranulares finos (0,5 a 1 mm), de hábito subédrico a euédrico ripiforme. Os contatos são retilíneos. Não apresentam orientação preferencial. Estão pouco sericitizados e moderadamente saussuritizados. Ocorrem inclusões de augita e opacos primários.

Os opacos de origem primária são equigranulares finos (1 mm), subédricos ripiformes, sem orientação preferencial. Os contatos são curvilíneos e retilíneos. Estão inclusos nos cristais de labradorita e augita. Encontram-se moderadamente alterados para óxido de Fe.

Os opacos de origem secundária são equigranulares finos (1 mm), de hábito anédrico granular e possuem limites irregulares. Não apresentam orientação preferencial e estão sobrecrecidos na augita.

Os cristais de carbonato são equigranulares finos, em torno de 0,5 a 1 mm, de hábito anédrico ou na forma de pequenos agregados granulares. Os limites são denteados. Não apresentam orientação.

### 5.2.3 Geologia Estrutural

#### 5.2.3.1 Estruturas dúcteis

A deformação nas ilhas de Tamboretas está caracterizada por estreitas faixas contínuas e irregulares, intercaladas de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, de espessura métrica a decamétrica, com orientação geral NE e mergulho subvertical (foliação  $S_{n+1}$ ). Zonas formadas por granitos menos deformados e foliados são comuns nas regiões oeste e sul da Ilha do Norte e oeste da Ilha do Sul. Apresentam eixos paralelos às estruturas miloníticas e possuem forma alongada assimétrica. Lateralmente observa-se a redução no tamanho do grão e aumento da matriz em relação aos porfiroclastos, manifestado pela gradação de granito foliado para protomilonito, milonito e ultramilonito. Estes caracteres indicam um aumento progressivo da deformação.

As rochas das ilhas do Norte e do Sul possuem apenas uma foliação, no entanto, ela será designada de  $S_{n+1}$  pela semelhança estrutural (atitude) com a segunda superfície dúctil observada nas rochas das Ilhas de Balneário Barra do Sul.

As rochas granitoides são fortemente deformadas de modo heterogêneo. A foliação milonítica ( $S_{n+1}$ ) é definida pela orientação preferencial de cristais de quartzo e feldspatos, os quais formam níveis de cristais finos (FIGURA 54). Estes níveis possuem aspecto anastomosado, lenticular e descontínuo, quando contornam porfiroclastos centimétricos de microclina. A foliação apresenta caráter penetrativo e representa uma zona de cisalhamento transcorrente de atitude  $N25E/88SE$ , possivelmente desenvolvida em um regime dúctil-rúptil a dúctil.

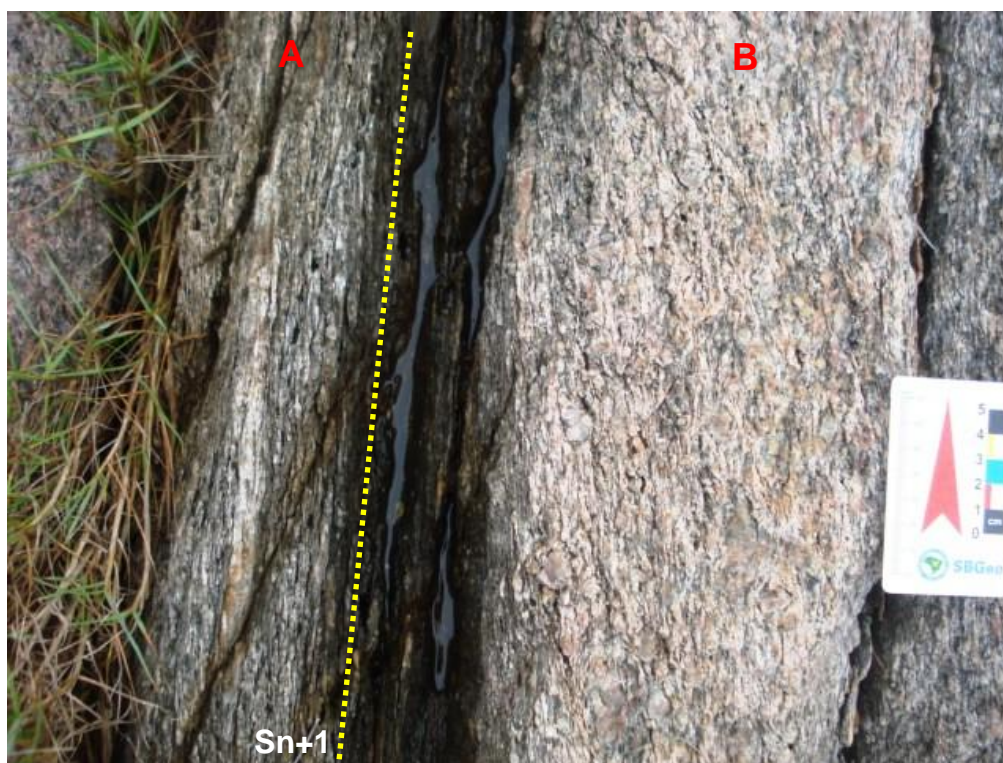


FIGURA 54 – Granito ultramilonítico (A) e milonítico (B) mostrando foliação  $S_{n+1}$  de caráter penetrativo.

O diagrama de Schmidt-Lambert mostra concentrações de polos principalmente nos quadrantes NW – SE. Observa-se uma orientação geral NE-SW, com mergulhos de alto ângulo para SE (FIGURA 55 A e B).

Em seção delgada, a foliação  $S_{n+1}$  é classificada morfológicamente como uma foliação descontínua e irregular; o volume de domínio da clivagem é

espaçado (entre 1 e 50%); a relação de domínio de clivagens é anastomosada; e a transição entre micróliton e foliação é abrupta ou gradacional (PASSCHIER e TROUW, 2005).

Localmente pode-se verificar, sobre o plano da foliação  $S_{n+1}$ , lineação de estiramento mineral ( $L_{n+1}$ ) de atitude  $N6/6$  em granitos protomiloníticos (ponto MTB – 26) e em granitos ultramiloníticos (ponto MTB – 30) cuja atitude é  $N200/10$ . Estas estruturas são marcadas pelo estiramento de quartzo e feldspatos.

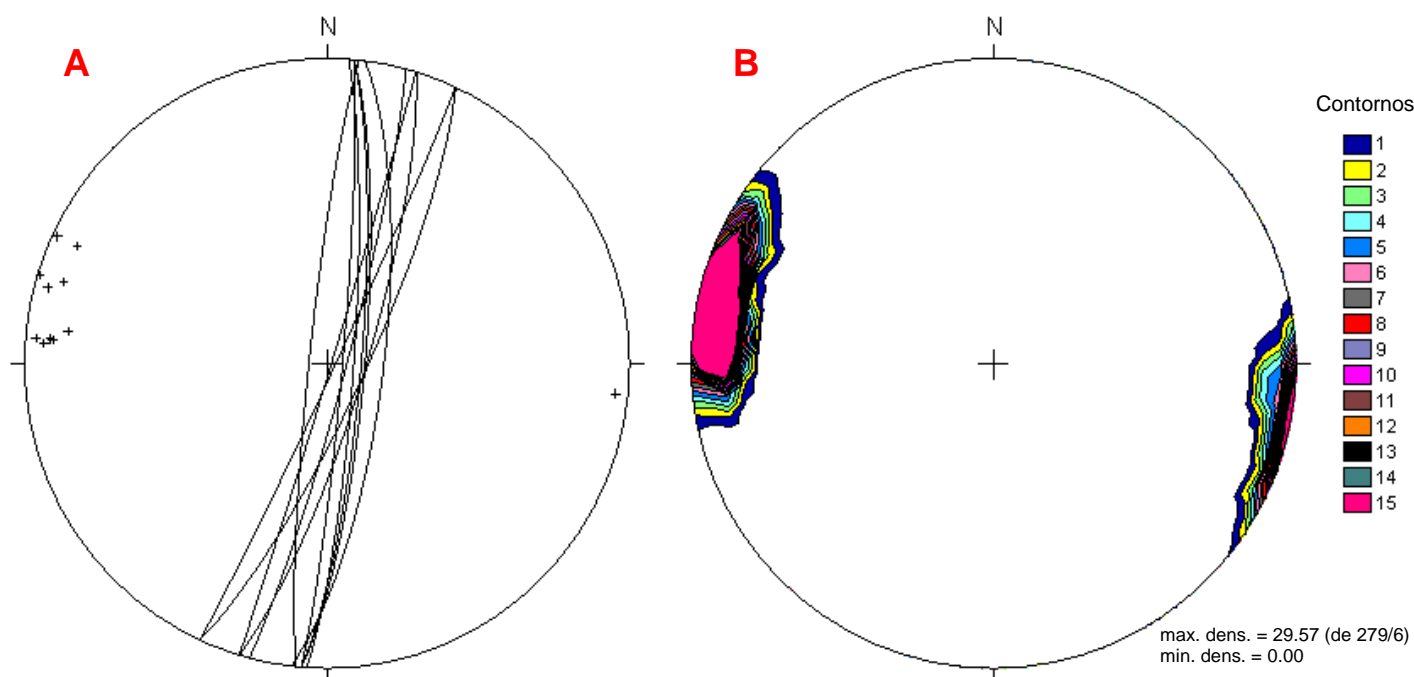


FIGURA 55 – Diagramas estruturais da foliação milonítica  $S_{n+1}$  para as rochas das ilhas de Tamboretas. A: Representação ciclográfica dos planos com seus polos; B: Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.  $N = 11$ .

### 5.2.3.2 Indicadores cinemáticos

Os indicadores cinemáticos examinados caracterizam uma movimentação sinistral em regime de transcorrência para a foliação  $S_{n+1}$ .

As estruturas que foram apontadas para determinar o sentido de transporte são sigmoides (FIGURA 56), clivagem oblíqua (FIGURA 57) e porfiroclastos fraturados com fratura sintética (FIGURAS 58 e 59).

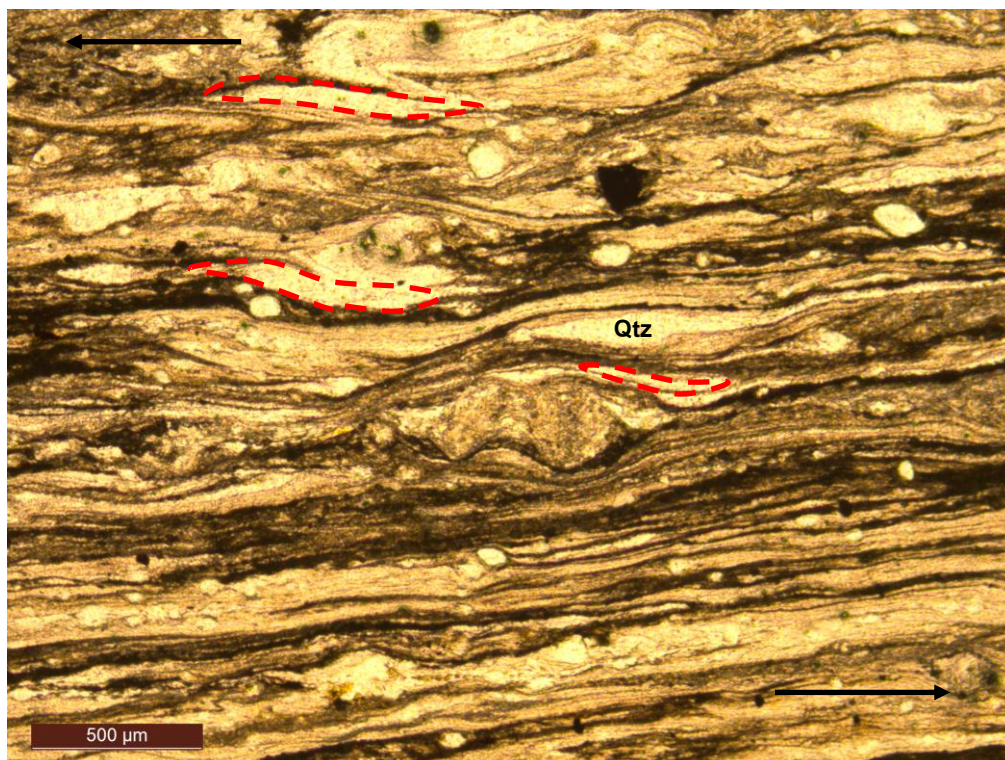


FIGURA 56 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico da ilha do Norte (Tamboretes). Feições sigmoidais de quartzo indicam movimentação sinistral para a foliação  $S_{n+1}$  (LPC, lâmina MTB – 29). LEGENDA: Qtz – quartzo.

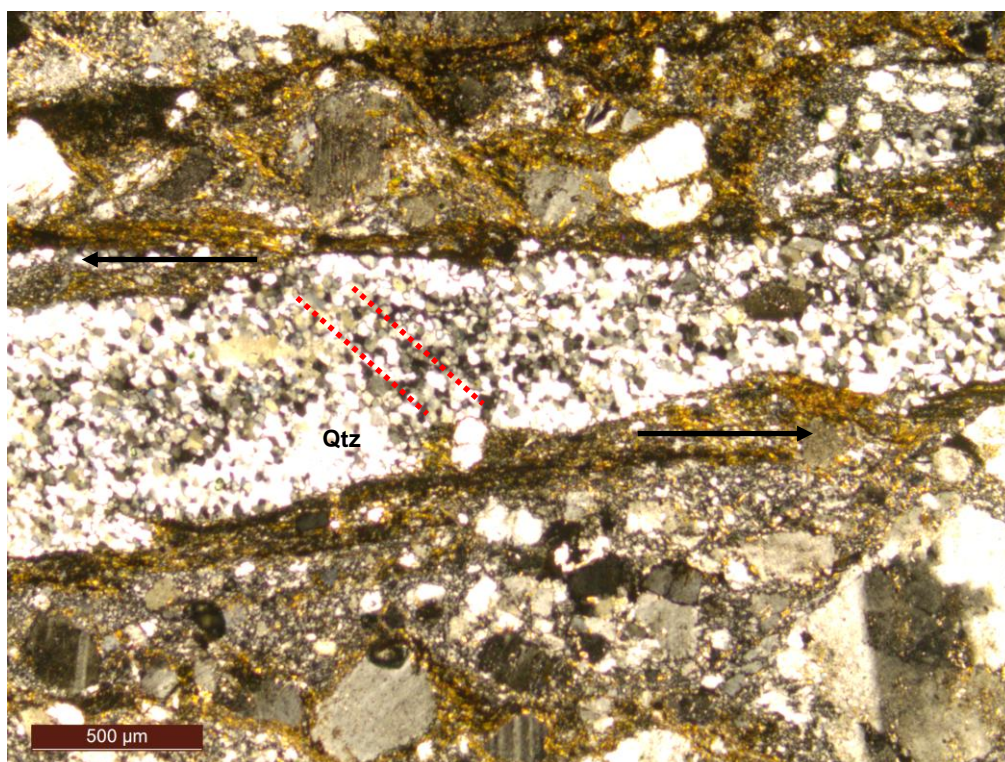


FIGURA 57 – Fotomicrografia do granito milonítico da ilha do Norte. Clivagem oblíqua formada por novos grãos de quartzo sugerindo cinemática sinistral para a foliação de alto ângulo  $S_{n+1}$  (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Qtz – quartzo.





FIGURA 58 – Porfiroclasto de feldspato potássico fraturado indicando movimentação sinistral.



FIGURA 59 – Fragmento escalonado sintético de feldspato potássico, designando movimentação sinistral para a foliação  $S_{n+1}$ .

### 5.2.3.3 Estruturas rúpteis

As fraturas que afetam os granitos porfíricos deformados foliados, granitos protomiloníticos, granitos miloníticos e granitos ultramiloníticos têm

dimensões milimétricas a decimétricas e desenvolvem algumas vezes fraturas escalonadas de direção geral N60E/75SE (pontos MTB – 25 e MTB – 33). Estas fraturas estão preenchidas por quartzo e epidoto, possuem espessura da ordem de 0,3 cm, e indicam movimentação sinistral (FIGURA 60).

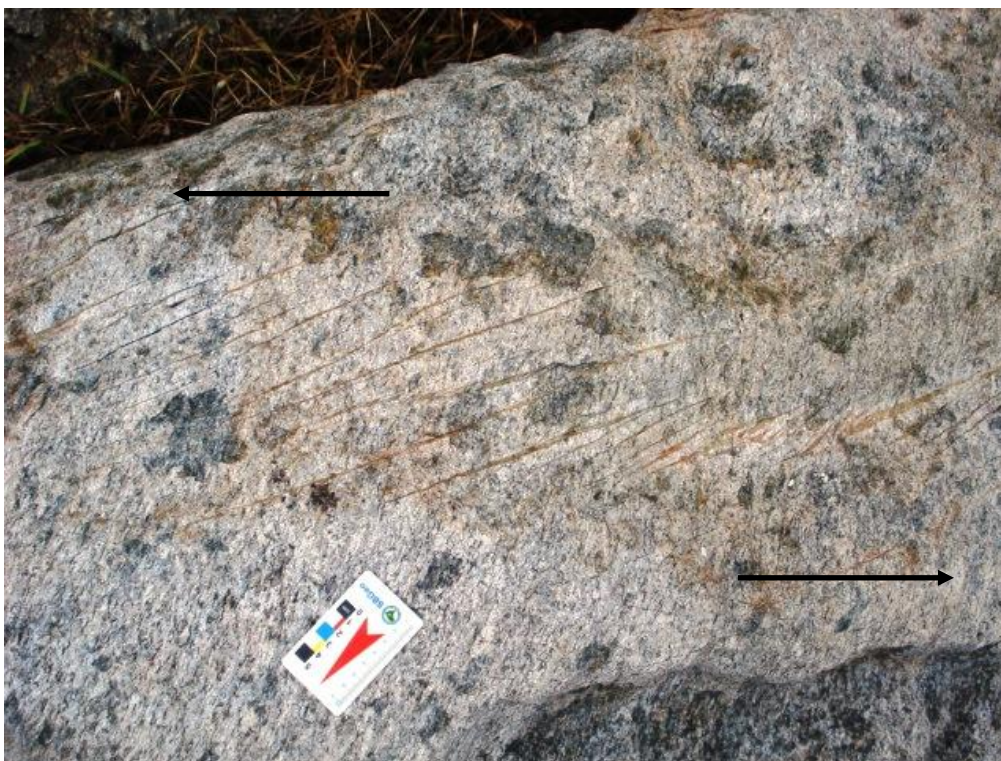


FIGURA 60 – Fraturas escalonadas indicando movimento sinistral, Ilha do Norte, Tamboretas, Santa Catarina (MTB – 25).

As famílias de fraturas encontradas nas rochas possuem padrões e penetratividade variadas, espaçamento variando de 0,3 cm até 2 metros, geometria retilínea ou irregular (FIGURA 61) e têm distribuição heterogênea na área de estudo. Normalmente não estão preenchidas, porém esparsamente ocorrem veios de quartzo e aplíticos. Não apresentam indícios de deslocamentos ao longo de seus planos. As principais direções de fraturas são N85W/87NE, N85E/85SE, N80E/85NW e N75W/85SW.

Os diagramas de Schimidt–Lambert (FIGURA 62 A e B) confeccionados para as fraturas das rochas de Tamboretas permitiram reconhecer duas direções preferenciais: E-W e NE-SW.

Localmente ocorrem veios de quartzo de cor branca pouco fraturados, com aproximadamente 2 cm de espessura, no oeste da ilha do Norte, paralelos com à foliação de alto ângulo Sn+1, de direção geral N5E/86NW. É notável a

existência de veios aplíticos (N15E/65SE) dispostos subparalelamente a foliação principal (Sn+1), veios de quartzo e epidoto em torno de 0,5 cm de espessura e veios quartzo-feldspáticos de 1 a 2 cm de largura, igualmente paralelos à foliação Sn+1.



FIGURA 61 – Fraturas de geometria retilínea observadas nos granitos miloníticos.

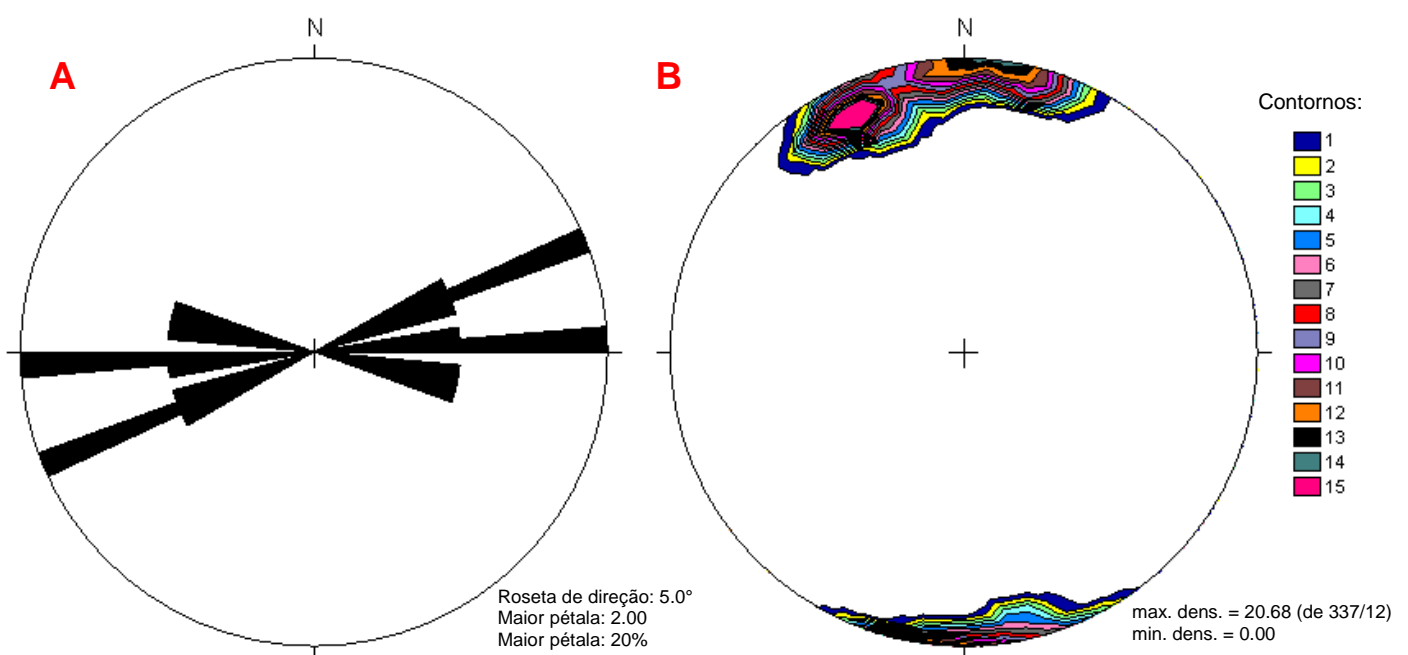


FIGURA 62 – Diagramas estruturais de fraturas para as rochas das ilhas de Tamboretes. A: Diagrama de Rosetas; B: Isolinhas de polos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 10.

## 6. MICROTTECTÔNICA

Foram analisadas 25 lâminas, confeccionadas a partir de amostras de ortognaisses e granitos deformados que ocorrem nas ilhas dos Remédios, Feia e Tamboretas. Devido à grande heterogeneidade, mecanismos deformacionais existentes, e à difícil individualização dos litotipos estudados, cada mineral essencial será analisado separadamente.

### *Ortognaisses protomiloníticos das ilhas de Balneário Barra do Sul*

- Quartzos – Os cristais de quartzo são irregulares a ligeiramente alongados e suas bordas são parcialmente retilíneas a curvilíneas. Extinção ondulante, subgrãos, *bulging* e novos grãos são comuns. Estas feições caracterizam a atuação de processos de recuperação-recristalização dinâmica por mecanismos de plasticidade cristalina. Devido a heterogeneidades da deformação, estes dois processos costumam agir juntos, colaborando para a redução da deformação intracristalina (WHITE, 1977). A recristalização do quartzo ocorre por mecanismos de nucleação e *bulging*. Microfraturas também são características deste estágio.
- Oligoclásio – Os cristais são inequigranulares finos a grossos e os limites são principalmente irregulares. Apresentam como indícios ópticos de deformação intracristalina a macla albita-periclina, extinção ondulante, microfraturas, microfalhas e *kinks bands* (FIGURA 63 A). O oligoclásio deforma-se principalmente por mecanismos de fraturamento, *kinking* e geminação mecânica. O comportamento das fraturas está ligado ao fato dos minerais resistentes terem apresentado ductilidade prévia ou não (WHITE *et al.*, 1980).
- Microclínio – Os cristais são inequigranulares finos a grossos e ocorrem em contato irregular e localmente curvilíneo com os outros minerais da rocha. Apresentam algumas feições deformacionais características de mecanismos intracristalinos, como pertitas, pertitas em chama e extinção ondulante. A formação de novos grãos é incomum. O mecanismo principal de deformação é o fraturamento. As microfraturas são de cisalhamento, podendo ser fechadas ou preenchidas por material da matriz.
- Hornblenda – Os cristais são inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos, com contatos irregulares e curvilíneos. Possuem comportamento

essencialmente rúptil (FIGURA 63 B), deformando-se por processos de fraturamento (microfraturas e microfalhas).

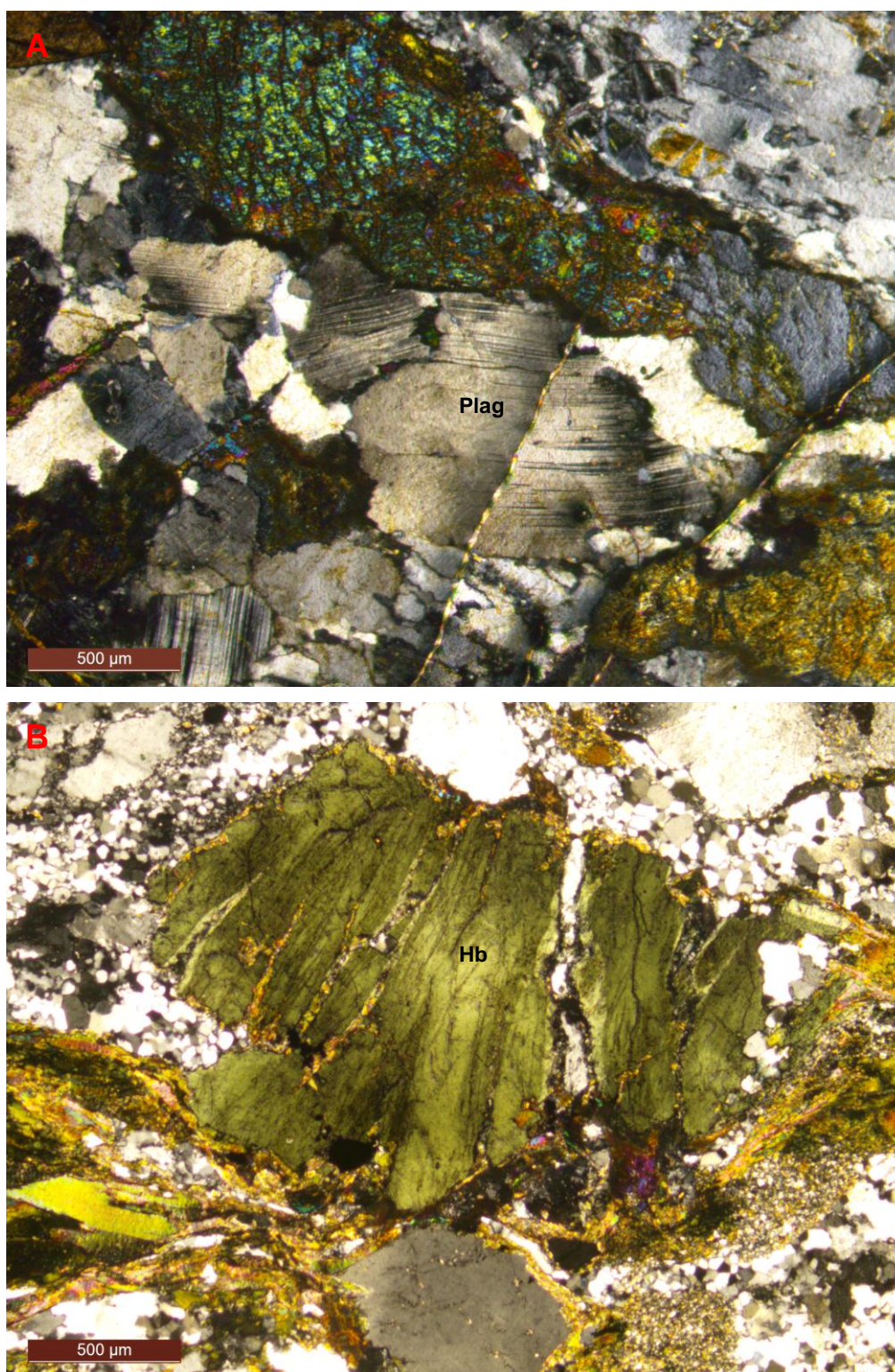


FIGURA 63 – Fotomicrografias do ortogneisse protomilonítico da ilha Feia e dos Remédios. A) Feição de *kink band* em porfiroclasto de oligoclásio (LPC, lâmina MTB – 34 C); B) Microfraturas em porfiroclasto de hornblenda evidenciando comportamento rúptil (LPC, lâmina MTB – 22).

LEGENDA: Plag – plagioclásio; Hb – hornblenda.

- Biotita – A biotita das rochas estudadas apresenta forte pleocroísmo, em tons de castanho. Estes cristais têm tamanhos muito pequenos, contatos retilíneos e moderada orientação preferencial, definindo a foliação Sn. Os cristais encontram-se levemente anastomosados formando bandas irregulares ou agregados ao redor dos porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico, mostrando planos de clivagem retorcidos. A biotita está moderadamente estirada sugerindo atuação de processos de deslocamento do plano basal.

#### *Ortognaisses miloníticas das ilhas de Balneário Barra do Sul*

- Quartzo – Com o aumento da deformação, os cristais de quartzo tornam-se mais estirados e inteiramente recristalizados. Em locais de mais alto *strain* aparecem subgrãos e novos grãos por rotação de subgrãos (FIGURA 64 A). Os grãos também aparecem em bandas desenvolvendo *ribbons* de quartzo. Os *ribbons* são formados por agregados de novos grãos de dimensões e formas diversas, limites irregulares e correspondem ao tipo 1, segundo a classificação de Boullier e Bouchez (1978) para *ribbons* de quartzo. A atuação dos processos de recuperação-recristalização dinâmica é evidente pelo aparecimento de feições microestruturais tais como a extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e novos grãos.

- Oligoclásio – Os cristais são inequigranulares finos a médios, arredondados a alongados, e exibem fraturas, extinção ondulante, subgrãos, geminações curtas e secundariamente novos grãos. Apresentam quase exclusivamente feições de deformação dúctil, ao contrário dos cristais de oligoclásio dos ortognaisses protomiloníticos. Os grãos estão deformados por mecanismos de plasticidade cristalina, mostrando feições de subgrãos e novos grãos que são característicos de processos de recuperação e recristalização.

- Microclínio – Os cristais são anédricos a subédricos, e mostram moderada orientação preferencial. São observados extinção ondulante, subgrãos e novos grãos, mostrando simultaneidade entre processos de recuperação e recristalização. Os porfiroclastos apresentam-se fraturados, pertitizados e microclinizados (FIGURA 64 B). Desenvolvem-se mirmequitas quando ocorre o contato entre o feldspato potássico e o plagioclásio.

- Biotita – Os cristais são subédricos prismáticos lamelares, exibem contatos predominantemente retilíneos e forte orientação preferencial. Dispõem-se em

finos níveis descontínuos e ondulados, mostrando extinção ondulante moderada e raros *kink bands*. Os cristais estirados sugerem atuação de mecanismos de difusão (FIGURA 65).

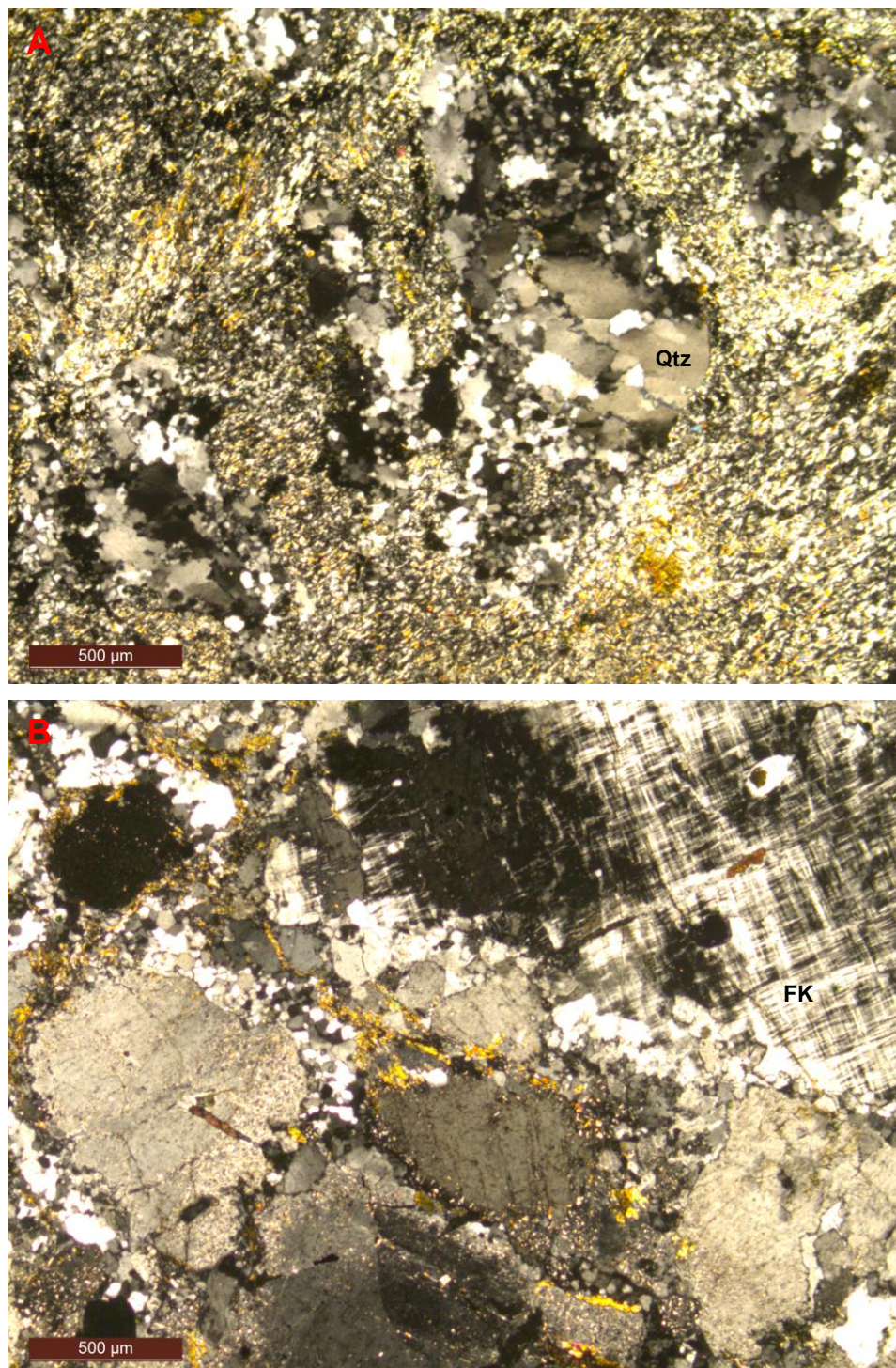


FIGURA 64 – Fotomicrografias do ortogneisse milonítico: A) Agregado policristalino constituído por novos grãos de quartzo, provavelmente formado pelo processo de rotação de subgrãos (LPC, lâmina MTB – 1); B) Porfiroclasto de microclínio pouco fraturado com macla cruzada (LPC, lâmina MTB – 14). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato (microclínio).

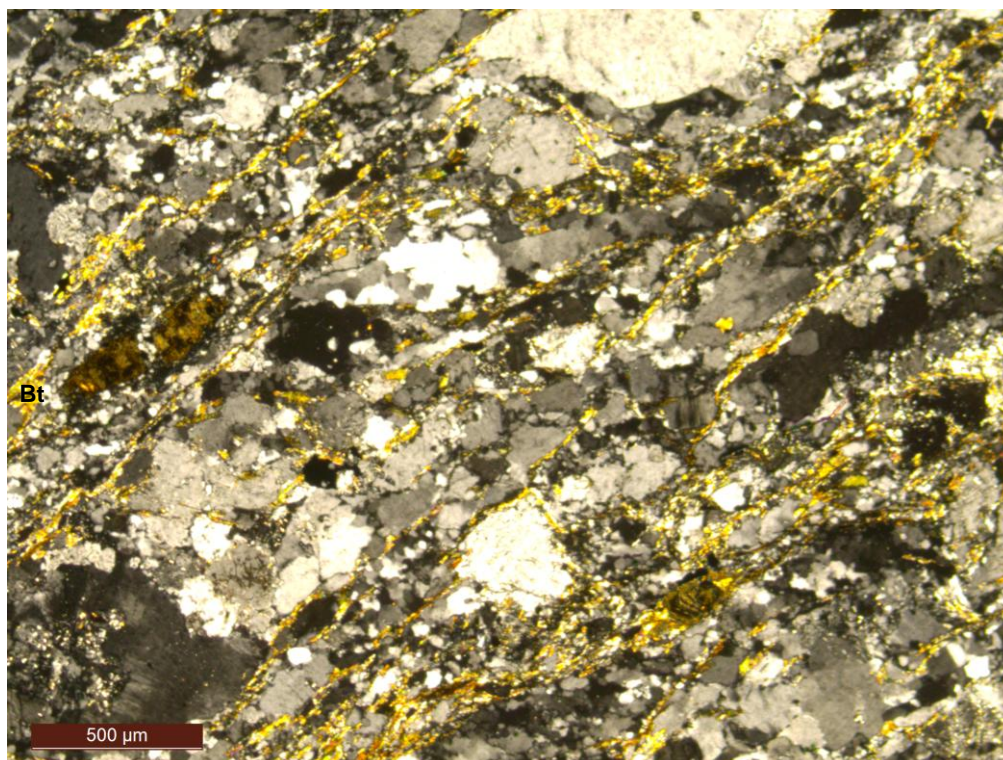


FIGURA 65 – Estiramento e padrão anastomosado dos cristais de biotita evidenciando processos de dissolução por pressão por mecanismos de difusão (LPC, lâmina MTB – 13).

LEGENDA: Bt – biotita.

- Sericita – Os cristais são equigranulares finos, de hábito subédrico, com forte orientação preferencial paralelamente à intercalação de níveis composicionais. Os limites são retilíneos e irregulares. Ocorrem como minerais primários e secundários e possuem evidências de dissolução, como estiramento moderado a intenso e limites geralmente retilíneos. Seu principal modo de ocorrência é em agregados orientados, junto a quartzo, opacos, clorita e/ou biotita, definindo a foliação milonítica Sn.
- Clorita – Ocorre em poucas rochas, e se distingue pela forma alongada segundo a direção das foliações, e por limites retilíneos. Os cristais são inequigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos, e ocorrem associados aos cristais de sericita e biotita. Seu estiramento e limites retilíneos evidenciam processos de dissolução por pressão.
- Opacos – Ocorrem na forma de cristais equigranulares finos, subédricos a anédricos, ou pouco estirados segundo as direções das foliações das rochas. Neste caso, os cristais apresentam bordas retilíneas. Por ser um mineral resistente, evidencia processos de dissolução por pressão.



*Granitos protomiloníticos das ilhas de São Francisco do Sul*

- Quartzo – Os cristais são inequigranulares finos a médios, anédricos granulares, e os limites entre os cristais são retilíneos a curvilíneos. Apresentam extinção lamelar, extinção ondulante, estiramento, fraturas, bandas de deformação, formação de subgrãos e novos grãos, evidenciando uma deformação plástica moderada (FIGURA 66). As feições microestruturais indicam a atuação dos processos de deformação intracristalina, recuperação e recristalização dinâmica por *bulging*.



FIGURA 66 – Fotomicrografia do granito protomilonítico da ilha do Norte (Tamboretetes). Níveis compostos por subgrãos e novos grãos de quartzo levemente ondulados (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Qtz – quartzo.

- Microclínio – Nos granitos protomiloníticos os cristais são inequigranulares finos a grossos e apresentam fundamentalmente feições de fraturamento. Pertitas em chama e extinção ondulante também são observadas. A formação de novos grãos de granulação muito fina circundando porfiroclastos é pouco frequente.

- Oligoclásio – Os cristais ocorrem principalmente sob a forma de porfiroclastos e apresentam encurvamento da geminação, extinção ondulante, *kink bands*, bandas de deformação, microfalhas e microfraturas (FIGURA 67). A formação de subgrãos ocorre de modo localizado. A deformação é

controlada essencialmente por mecanismos de fraturamento. Ocorrem microfaturas de cisalhamento, intragranulares e preenchidas por quartzo. Os mecanismos de fraturamento são muito importantes, sendo responsáveis pela redução de tamanho de grão dos porfiroclastos.

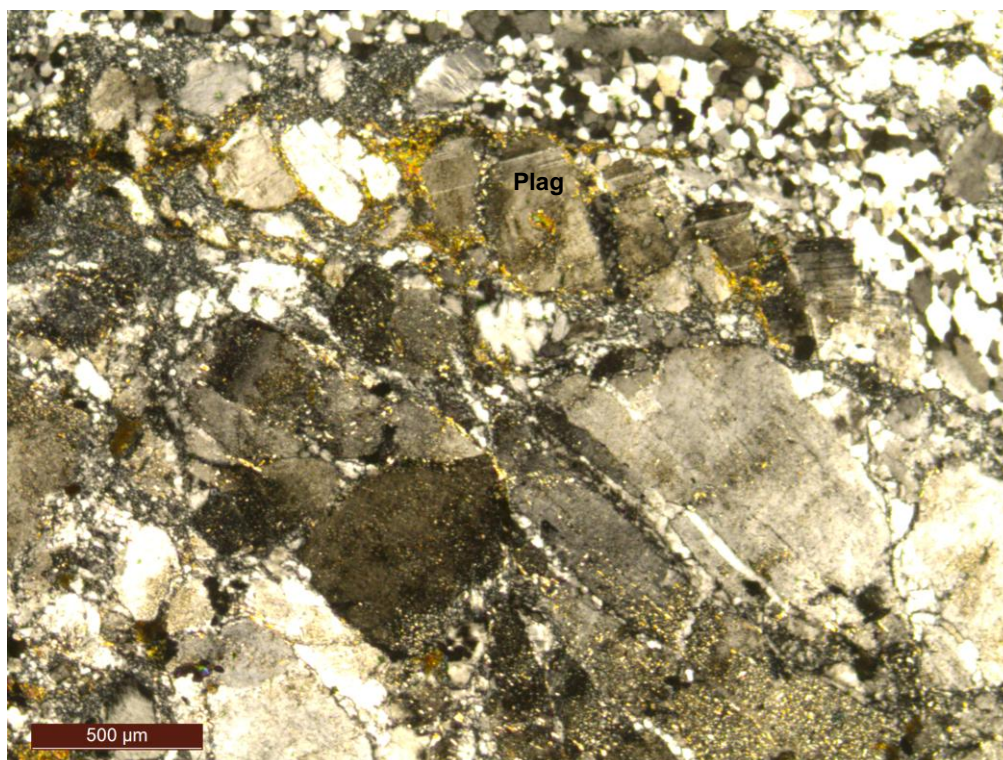


FIGURA 67 – Porfiroclasto de oligoclásio exibindo fraturas antitéticas de cisalhamento (LPC, lâmina MTB – 26). LEGENDA: Plag – plagioclásio.

- Hornblenda – Os cristais são equigranulares finos, anédricos a subédricos, em níveis anastomosados. Os contatos são retilíneos e curvilíneos. Apresentam microfaturas e extinção ondulante como feições de deformação. As microestruturas indicam a atuação de processos de fraturamento e de deformação intracristalina.

#### *Granitos miloníticos das ilhas de São Francisco do Sul*

- Quartzo – Os cristais de quartzo tornam-se mais finos, alongados e completamente recristalizados. Aparecem faixas compostas por subgrãos e novos grãos por *bulging* e rotação de subgrãos (FIGURA 68). Os cristais apresentam extinção ondulante e encontram-se fortemente orientados ao longo

da foliação principal  $S_{n+1}$ . Ocorrem também em bandas irregulares e intercalados com níveis constituídos essencialmente por biotita.

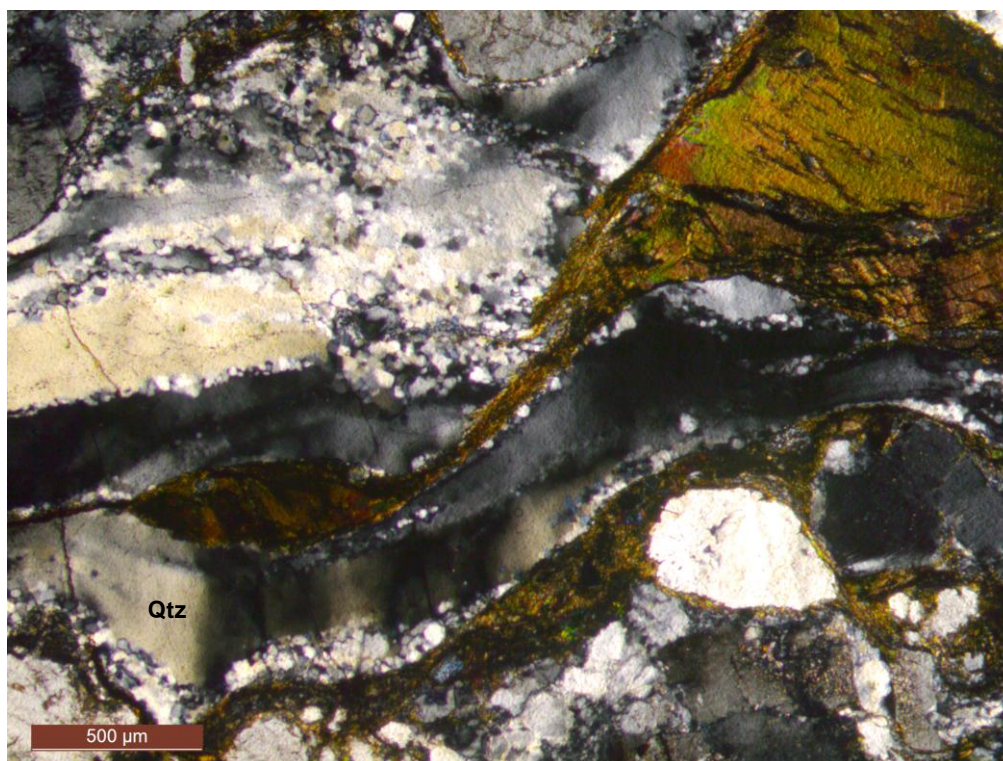


FIGURA 68 – Fotomicrografia do granito milonítico. Faixas constituídas por subgrãos de quartzo sugerindo mecanismos de plasticidade cristalina (LPC, lâmina MTB – 31 B).

LEGENDA: Qtz – quartzo.

- Microclínio – Nos granitos miloníticos os cristais apresentam contatos curvilíneos e irregulares. Ocorrem microfaturas, microfalhas, extinção ondulante, pertitas, pertitas em chama, estiramento, subgrãos e novos grãos (FIGURA 69) como aspectos deformacionais comuns observados. As feições microestruturais evidenciam a atuação de processos de recuperação (subgrãos) e recristalização (novos grãos) com estruturas em *bulging* e rotação de subgrãos durante a deformação do microclínio nos milonitos, indicando temperaturas da ordem de 400 até 500°C (PASSCHIER e TROUW, 2005).
- Oligoclásio – Os cristais apresentam microfalhas (FIGURA 70), encurvamento da geminação, extinção ondulante, *kink bands*, caudas de recristalização assimétricas, bandas de deformação, formação de subgrãos e novos grãos. As microestruturas assinalam a atuação de deformação intracristalina como geminação mecânica, *kinking*, e fluxo de discordâncias. Os

subgrãos e novos grãos denotam a atuação dos processos de recuperação-recristalização dinâmica. A recristalização pode ocorrer por *bulging*.

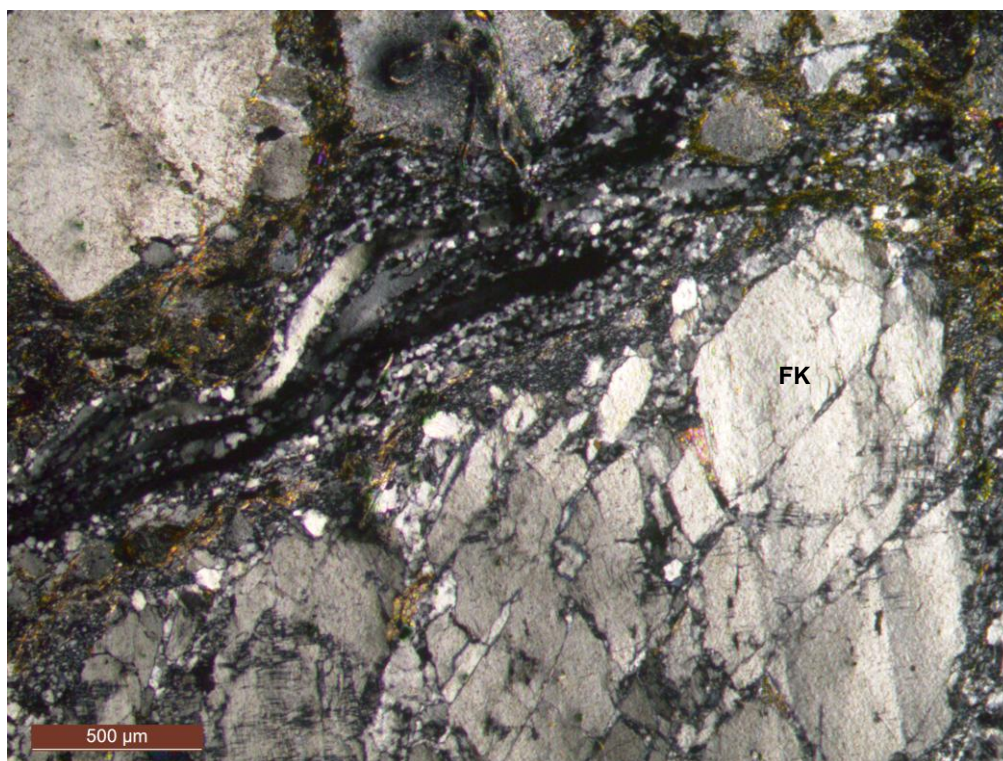


FIGURA 69 – Porfiroclasto de microclínio intensamente fraturado com formação de novos grãos muito finos (<0,5 mm) ao seu redor (LPC, lâmina MTB – 33). LEGENDA: FK – K-feldspato (microclínio).

- Biotita – Os cristais são inequigranulares finos a médios, anédricos a subédricos e os contatos são retilíneos e irregulares, podendo formar pequenos agregados. Encontram-se em níveis contínuos, descontínuos ou anastomosados. Apresentam extinção ondulante, microfraturas, estiramento e *kink bands* como feições de deformação. A biotita mostra aspectos de deformação fraca, como fraturas, extinção ondulante e *kink bands*. O estiramento indica atuação de processos de dissolução por pressão (FIGURA 71).
- Opacos – Os cristais primários são inequigranulares muito finos a finos, subédricos a anédricos e estirados. Os contatos são denteados e retilíneos. Os cristais secundários são equigranulares finos, anédricos e formam agregados granulares. Os limites são curvilíneos a irregulares. As feições de estiramento dos opacos primários sugerem mecanismos de difusão por processos de dissolução por pressão.

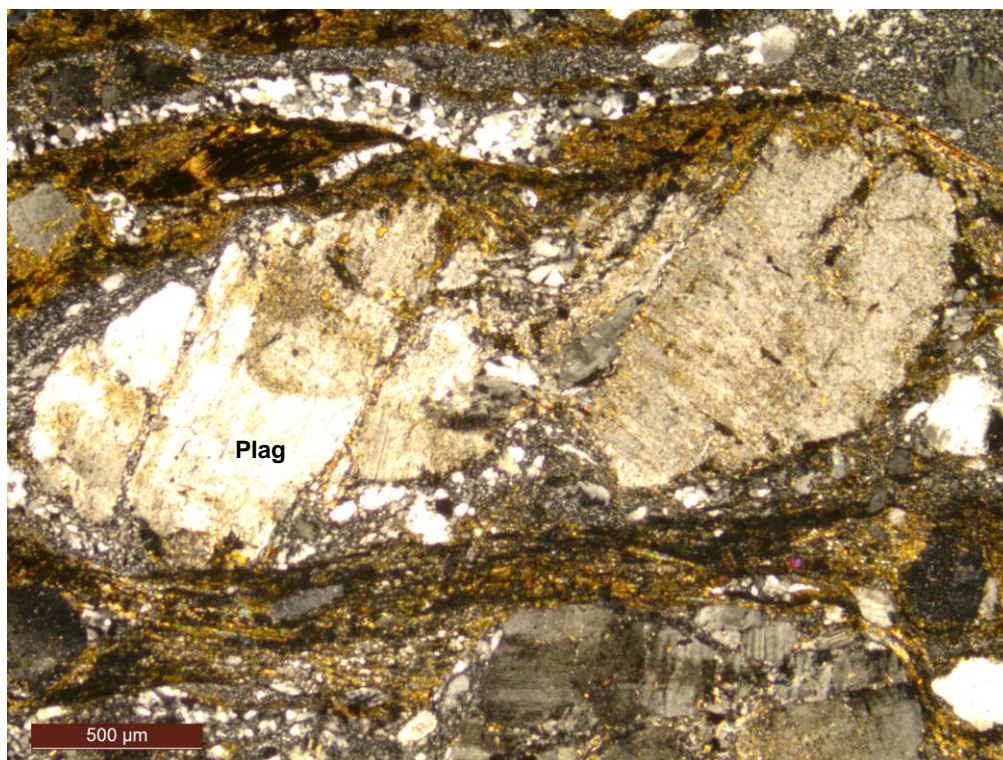


FIGURA 70 – Porfiroclasto de oligoclásio exibindo microfalhas oblíquas à foliação Sn+1, sugerindo que a rocha sofreu deformação rúptil (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Plag – plagioclásio.

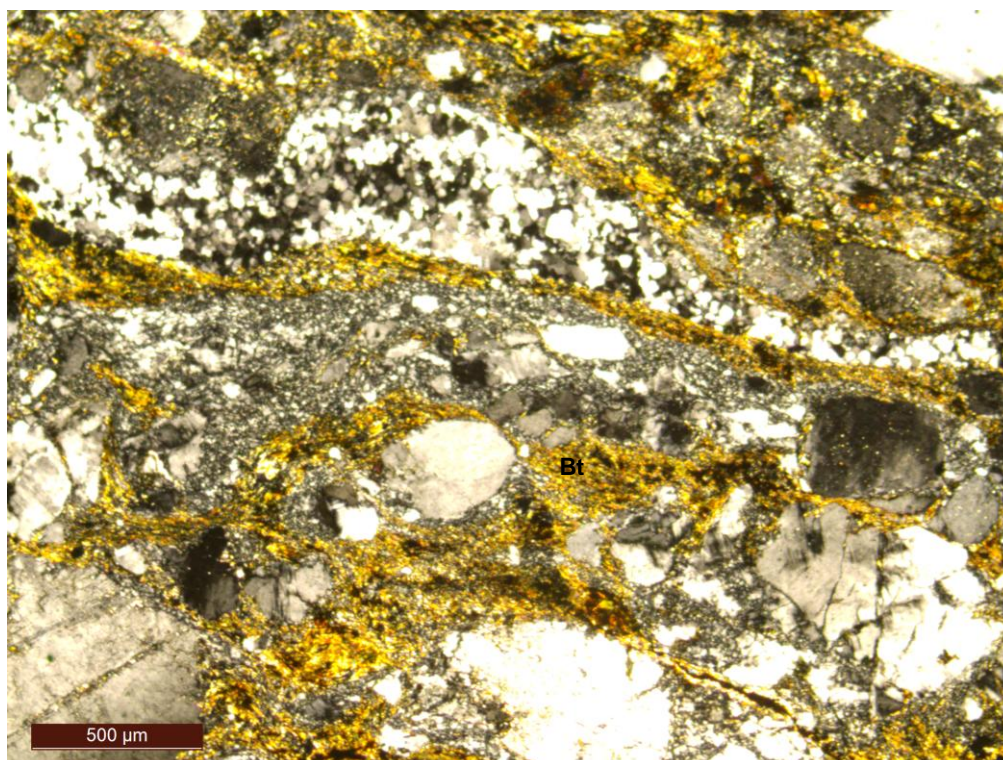


FIGURA 71 – Cristais de biotita estirados em níveis ou contornando porfiroclastos de microclínio, evidenciando mecanismos de difusão (LPC, lâmina MTB – 25). LEGENDA: Bt – biotita.

- Clorita e sericita – Os cristais são inequigranulares muito finos a finos, de hábito anédrico a subédrico. Os limites são retilíneos ou irregulares e ocorrem levemente estirados evidenciando processos de dissolução por pressão.

#### *Granitos ultramiloníticos das ilhas de São Francisco do Sul*

- Quartzo – O quartzo ocorre como cristais de granulação muito fina a fina, estirados segundo a foliação ultramilonítica  $S_{n+1}$  (FIGURA 72), e apresentam extinção ondulante, agregados de subgrãos e novos grãos orientados. Estas feições caracterizam processos de deformação dúctil, associado à recuperação e recristalização dinâmica intensa (rotação de subgrãos).
- Microclínio – Os cristais são finos, arredondados a levemente estirados, e orientados segundo a foliação ultramilonítica  $S_n + 1$ . Ocorrem novos grãos e extinção ondulante como feições de deformação, caracterizando processos de recristalização dinâmica, principalmente por *bulging*, rotação de subgrãos e migração de borda (localmente), indicando temperaturas maiores que  $500^\circ\text{C}$  (STIPP *et al.*, 2002). Nos termos ultramiloníticos os porfiroclastos e os cristais da matriz são reduzidos em quantidade e tamanho.

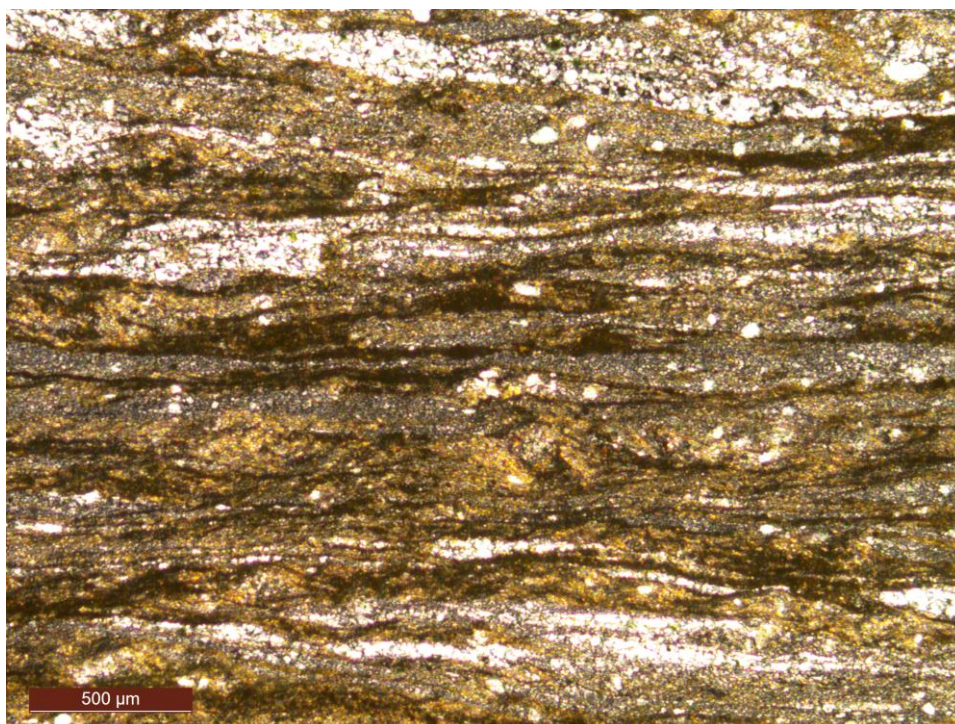


FIGURA 72 – Fotomicrografia do granito ultramilonítico da ilha do Norte (Tamboretetes). Níveis estirados compostos por quartzo e feldspato potássico intercalados com filmes de opacos e biotita, definindo a foliação ultramilonítica  $S_{n+1}$  (LPC, lâmina MTB – 29).

## 7. GEOQUÍMICA

### 7.1 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL

Os dados litogeoquímicos das rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e da Ilha de São Francisco do Sul foram tratados conjuntamente porque foram considerados como pertencentes ao Complexo São Francisco do Sul. Esta comparação foi feita pelas semelhanças petrográficas e estruturais. Para o tratamento dos dados geoquímicos foram analisadas duas amostras das ilhas de Balneário Barra do Sul e cinco amostras da ilha de São Francisco do Sul. Estas amostras afloram na ilha Feia (MTB-34 A e MTB-34 B), nos costões da praia das Paulas (BP-83b, BP-84b), na praia do Forte Marechal Luz (BP-87, BP-69) e na praia de Ubatuba (BP-84a II). Na TABELA 1 são apresentados os dados químicos.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas compostas por granodioritos (BP-84a II, BP-87, BP-84b, MTB-34 A e BP-69), monzogranitos (BP-83b) e sienitos (MTB-34 B).

O conteúdo em  $\text{SiO}_2$  das amostras de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul varia de 60,25 a 70,21%, com os granodioritos apresentando entre 66,21 e 68,62%, o sienito 60,25% e o monzogranito 70,21%. As amostras têm composição intermediária (teor de  $\text{SiO}_2$  entre 52-65%) a ácida (teor de  $\text{SiO}_2 > 65\%$ ). Nos diagramas de Harker para elementos maiores, os granodioritos mostram correlação negativa entre sílica e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , apesar de uma certa dispersão das amostras. Esses valores parecem refletir a proporção de anfibólio, opacos, allanita, biotita, clorita, plagioclásio, epidoto e titanita das rochas estudadas. O  $\text{K}_2\text{O}$  apresenta correlação positiva com o aumento da  $\text{SiO}_2$ , o que sugere a presença de K-feldspato e biotita (FIGURA 73).

Nos diagramas de Harker para os elementos-traço nota-se nos granodioritos o aumento do teor de sílica com a redução do Y e Ce. O Y pode estar associado com allanita e apatita, ambos minerais acessórios nas amostras. Para os gráficos dos elementos Rb, Sr, Nb, Zr, Ba e Ga percebem-se o aumento destes com o aumento da sílica (FIGURA 74). O rubídio mostra fraca tendência a acompanhar o comportamento do potássio.

TABELA 1 – Dados químicos dos ortognaisses das ilhas de Balneário Barra do Sul e da ilha de São Francisco do Sul.

Amostra	BP-84a II	BP-87	BP-84b	MTB – 34 A	BP-69	MTB – 34 B	BP-83b
Litotipo	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Sienito	Monzogranito
SiO <sub>2</sub>	66,21	67,14	67,4	67,71	68,62	60,25	70,21
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,41	0,34	0,26	0,55	1,02	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	14,97	15,51	15,99	14,75	16,76	14,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	3,34	3,07	2,56	4,65	5,98	2,97
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,02	0,27	0,04
MgO	1,77	1,33	1,23	1,30	1,71	0,72	0,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,010		0,003	
CaO	3,36	2,95	2,69	2,58	2,4	3,16	1,32
Na <sub>2</sub> O	4,35	4,41	4,29	4,33	3,06	4,55	2,89
K <sub>2</sub> O	2,53	3,21	3,96	3,77	3,04	6,10	6,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,203	0,24	0,10	0,03	0,16	0,14
LOI				1,0		0,6	
Ba	921,3	1427,7	2214,9	1677	694,6	1159	1538,7
Rb	81,4	74,2	73,7	98,7	114,3	85,2	176
Sr	619,6	828,6	881,3	1003,3	250,1	326,5	294
Zr	164,9	186,1	275,4	89,1	192,7	632,8	376,8
Nb	14,8	17,4	19,9	5,1	26,6	120,7	15
Ni	19,4	13,4	14	67	20,9	<20	2,4
Co	61,4	42,5	106,7	6,4	80	3,4	65,4
Zn	46	61,8	35	27	59	52	43
La	46,3	49,4	73,1	17,6	8,1	265,4	133,3
Ce	87,5	70,4	136,8	36,2	12,4	516,6	223,1
Pr	9,4	10,09	14,15	3,63	1,53	54,55	23,65
Nd	34,1	36,8	47,2	12,1	5,4	189,2	77,9
Sm	5,4	5,68	7,2	2,01	0,7	28,22	10,4
Eu	1,22	1,47	1,56	0,70	1,53	3,52	1,49
Gd	4,13	4,53	5,03	1,56	0,54	21,36	7,27
Tb	0,56	0,57	0,7	0,21	0,11	2,89	0,85
Dy	3,16	2,53	3,49	1,54	0,41	16,53	4,12
Ho	0,63	0,48	0,63	0,23	0,11	2,89	0,68
Er	1,69	1,21	1,61	0,53	0,27	8,89	2,13
Tm	0,22	0,18	0,22	0,08	0,05	1,37	0,33
Yb	1,42	1,18	1,59	0,66	0,27	9,18	2,12
Lu	0,16	0,18	0,19	0,08	< 01	1,42	0,3
Y	17,5	14,1	17,4	7,5	2,2	79	29,9
Cs	3,9	1,5	0,7	1,6	5,6	0,7	5,2
Ta	5,5	5,3	13,4	0,3	9,6	6,9	8,5
Hf	4,7	5,1	7,7	2,5	5,2	11,6	10,7
Be	3	2	2	4	2	<1	2
Ga	21	20,5	19,3	21,5	23,5	26,3	19,1
Sc				3		8	
Sn	1	2	1	<1	< 1	2	2
Th	13	12,9	16,1	8,6	1,3	23,2	18,3
U	0,8	1,4	3,2	1,0	0,5	4,4	1,1
V	60	45	42	43	65	31	28
W	404,4	275,4	671,6	<0,5	530,4	1,1	466,4
Ag				<0,1		<0,1	
As				<0,5		<0,5	
Au				1,8		1,6	
Bi				<0,1		0,1	
Cd				<0,1		0,2	
Hg				<0,01		<0,01	
Mo	0,6		1,2	5,6	1	2,1	0,9
Cu	14,1	12,9	24,3	12,4	73,5	8,4	4,4
Ni				65		2,7	
Pb	9,6	34,7	21	15,3	4,9	14,4	6,2
Sb				<0,1		<0,1	
Se				<0,5		<0,5	
Tl				0,4		<0,1	



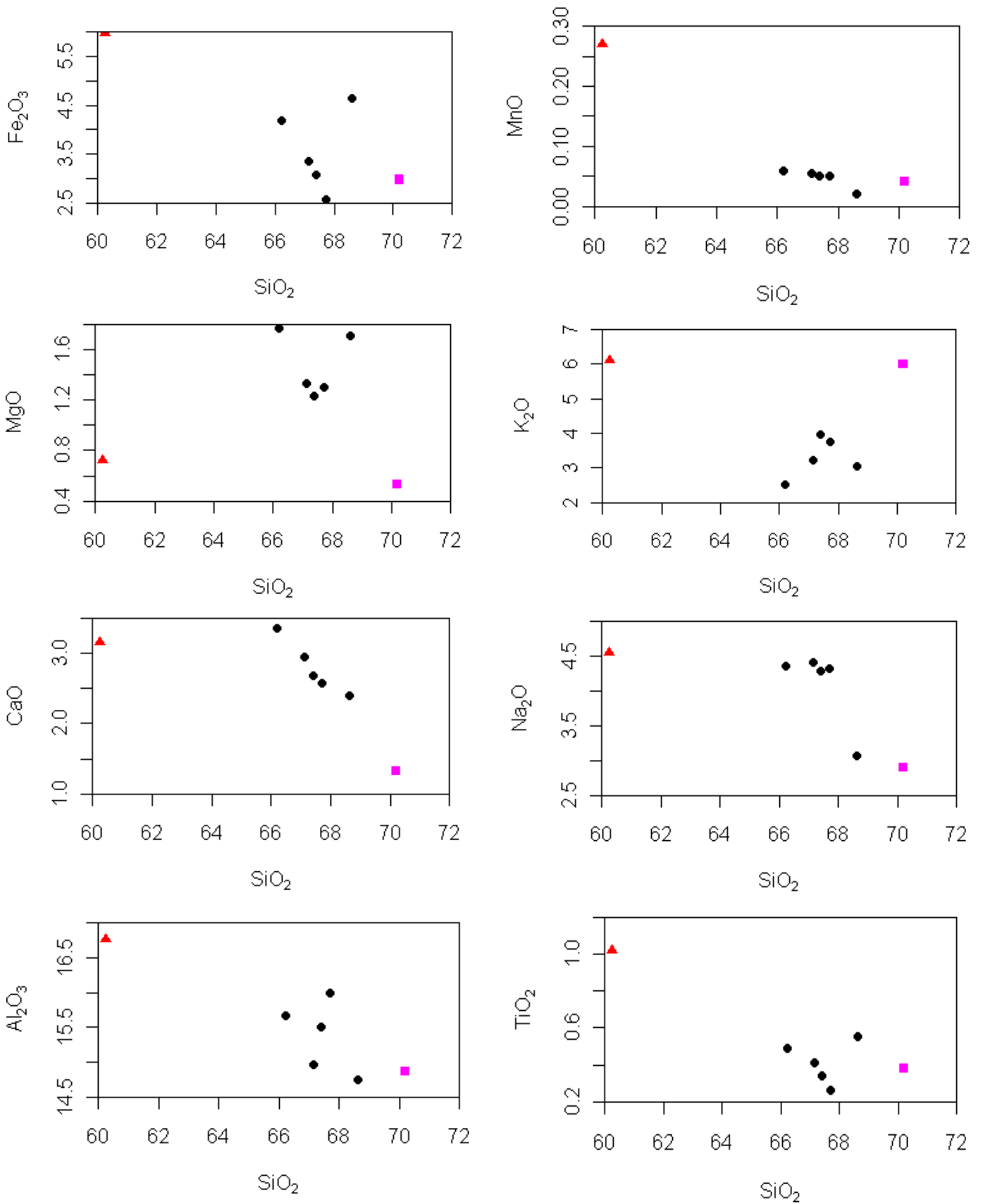


FIGURA 73 – Diagramas de Harker (*sílica x elementos maiores*) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e de São Francisco do Sul (● Granodioritos ■ Monzogranito ▲ Sienito).

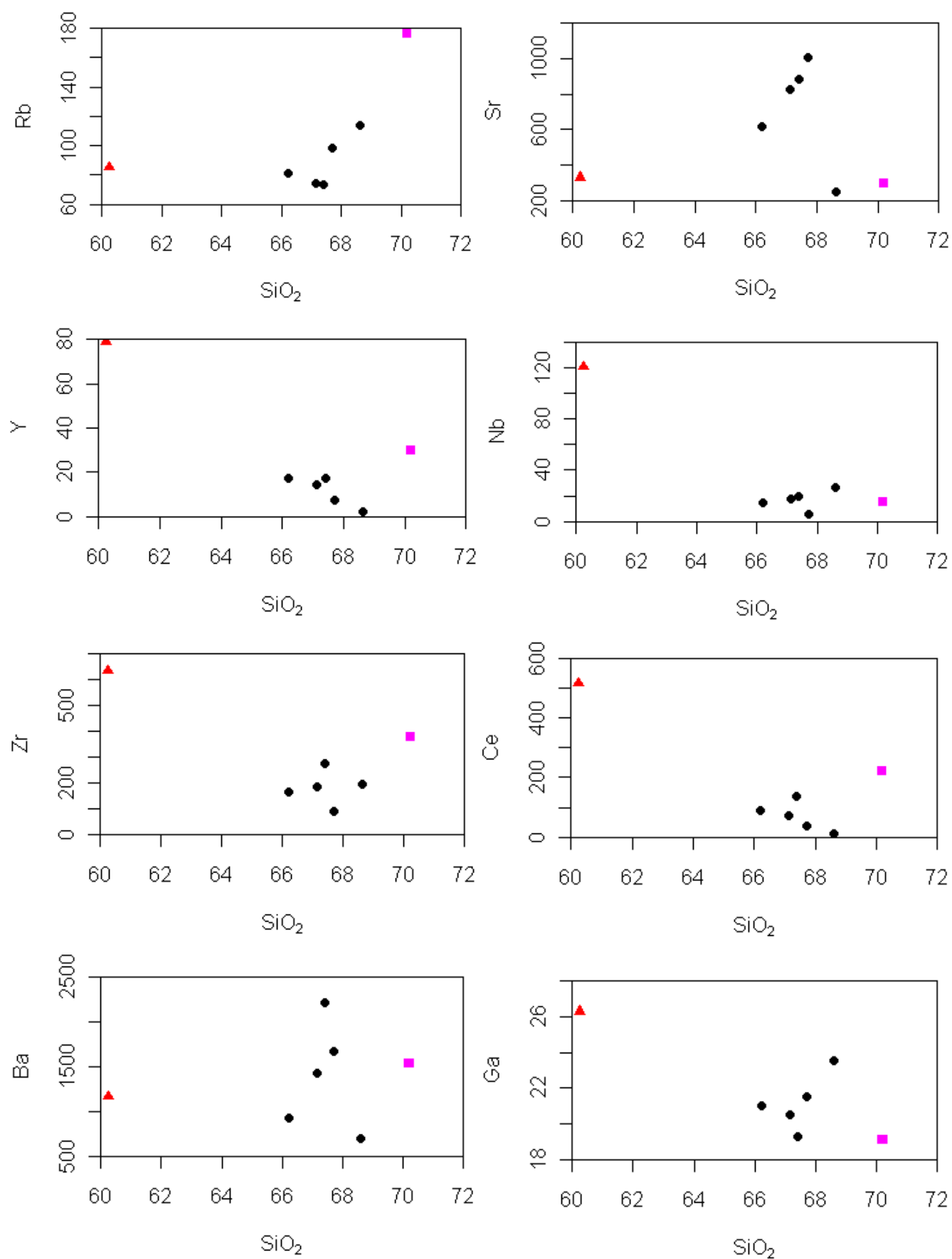


FIGURA 74 – Diagramas de Harker (*sílica x elementos traços*) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e de São

Francisco do Sul (● Granodioritos ■ Monzogranito ▲ Sienite).

Os valores de Sr variam de 620 a 1003 ppm em granodioritos. Em uma amostra de granodiorito mostra valor significativamente menor de Sr (250 ppm), o mesmo ocorrendo com o monzogranito (294 ppm) e com o sienito (327 ppm) (TABELA 1).

As concentrações de Ba são variáveis e em geral elevadas (695 a 2215 ppm). Nos granodioritos os valores de Zr são moderados (89 a 275 ppm) e aumentam no monzogranito (377 ppm) e no sienito (633 ppm) (TABELA 1). Os teores de Nb são baixos nos granodioritos (5 a 27 ppm) e no monzogranito (15 ppm), e muito altos no sienito (121 ppm). Comportamento semelhante ao Nb é apresentado pelo Y, cujos valores variam de 2 a 18 ppm em granodioritos, e sobem tanto no monzogranito (30 ppm) quanto no sienito (79 ppm).

No diagrama apresentado por Debon e Le Fort (1983) as rochas são caracterizadas como granodioritos, granitos e sienitos (FIGURA 75).

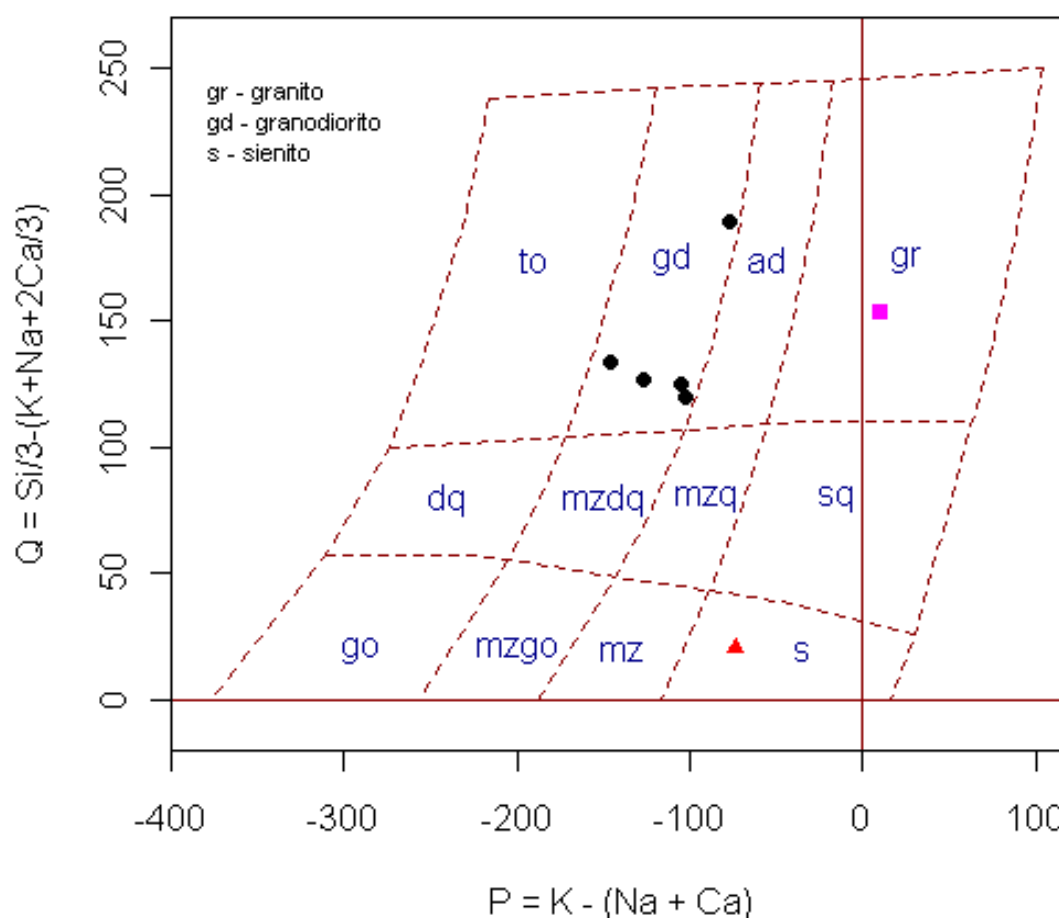


FIGURA 75 – Diagrama de classificação P-Q (DEBON e LE FORT, 1983) para as rochas estudadas.

No diagrama de Frost *et al.* (2001) que determina o índice de alcalinidade, as rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e da ilha de São Francisco do Sul são classificadas como cálcio-alcálicas, álcali-cálcicas e alcalinas (FIGURA 76 A). No diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  de Frost *et al.* (2001), as amostras do Complexo São Francisco do Sul apresentam caráter preferencialmente magnésiano (FIGURA 76 B).

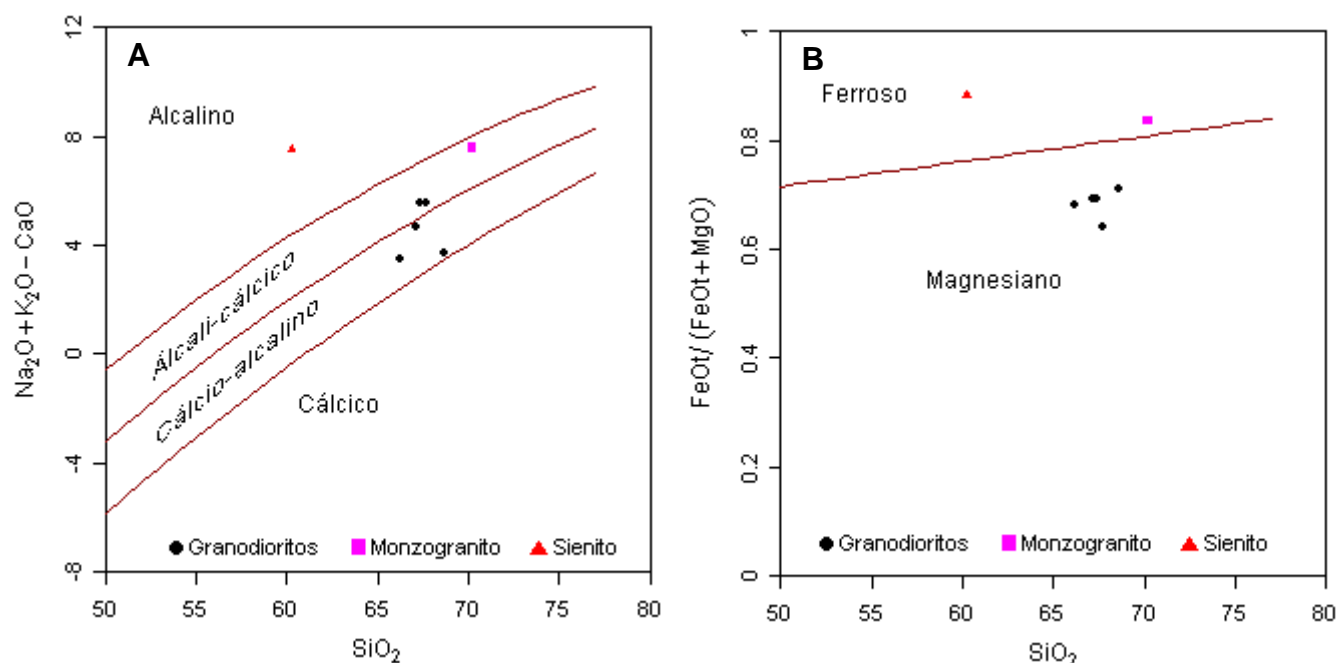


FIGURA 76 – Diagramas propostos por Frost *et al.* (2001) adotado para as rochas das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul. A) Diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ . B) Diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ .

Com relação ao índice de saturação de alumínio ( $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$  vs.  $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ) ou “Índice de Shand”, as rochas analisadas possuem assinatura metaluminosa a fracamente peraluminosa (FIGURA 77).

No diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccirillo e Taylor (1976) as amostras das ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul se distribuem no campo de rochas shoshoníticas e cálcio-alcálicas de alto-K (FIGURA 78).

O padrão de elementos terras raras normalizado pelo condrito de Nakamura (1974) é moderadamente fracionado, e se distingue pelo enriquecimento de ETR's leves e depleção dos ETR's pesados (FIGURA 79). Os ETR's pesados apresentam padrão retilíneo quase horizontal ou padrão ligeiramente inclinado descendente. As amostras MTB-34b (sienito) e BP-83b (monzogranito) exibem moderadas anomalias negativas de Eu, indicativo da retenção de plagioclásio na fonte ou da remoção deste mineral do líquido. Em

consequência, poderia se supor que os processos de geração de magma e de diferenciação de líquidos teriam ocorrido, respectivamente, a altas pressões e a baixas pressões (ROLLINSON, 1993). Uma amostra apresenta pronunciada anomalia positiva de Eu, sugerindo ação de processos de acumulação do plagioclásio.

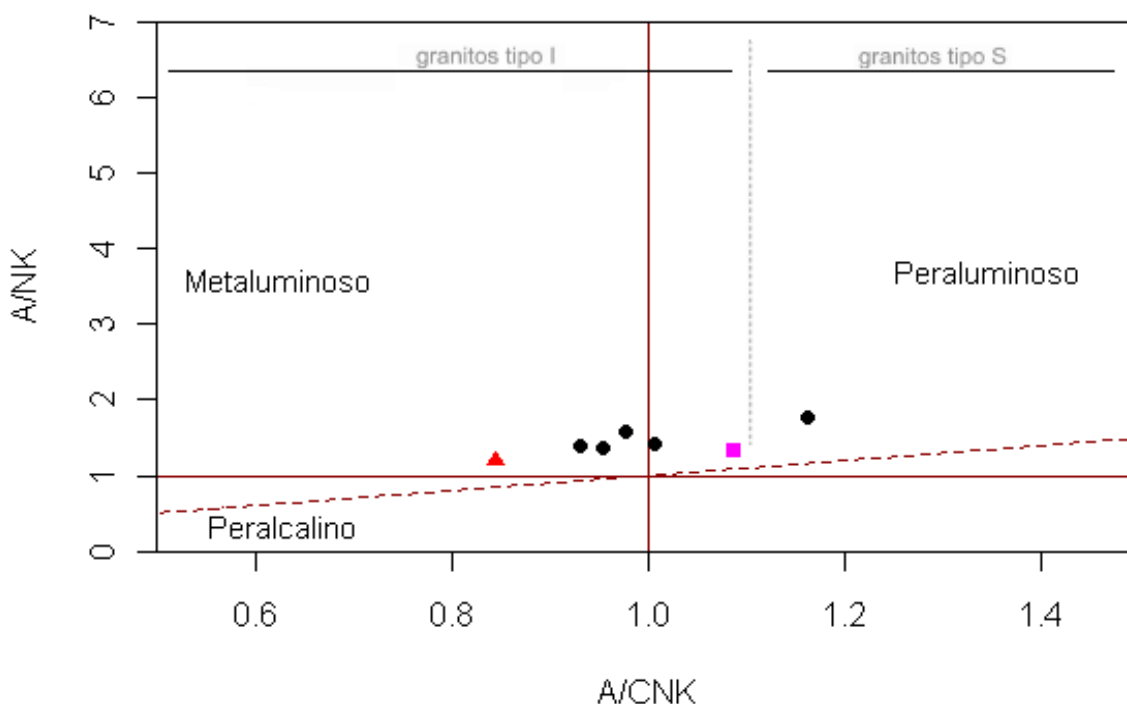


FIGURA 77 – Diagrama de índice de aluminosidade de Shand para as rochas das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul (● Granodioritos ■ Monzogranito ▲ Sienito).

No diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989), a distribuição dos elementos terras raras para as rochas de Balneário Barra do Sul (MTB-34a e MTB-34b) e São Francisco do Sul (BP-83b, BP-84b, BP-87, BP-84a II e BP-69) é similar para as 7 amostras. As rochas do complexo são ricas em elementos de grande raio iônico e pobres em elementos de alta valência iônica.

Verificam-se pronunciadas anomalias negativas de Nb, Sm, P e Ti e discretas anomalias de Ce e Pr para quase todas as amostras analisadas. Notam-se também anomalias positivas de K, Pb, Zr, Eu e Sr (FIGURA 80). Segundo Rollinson (1993) anomalias negativas de Nb podem indicar envolvimento de material crustal.

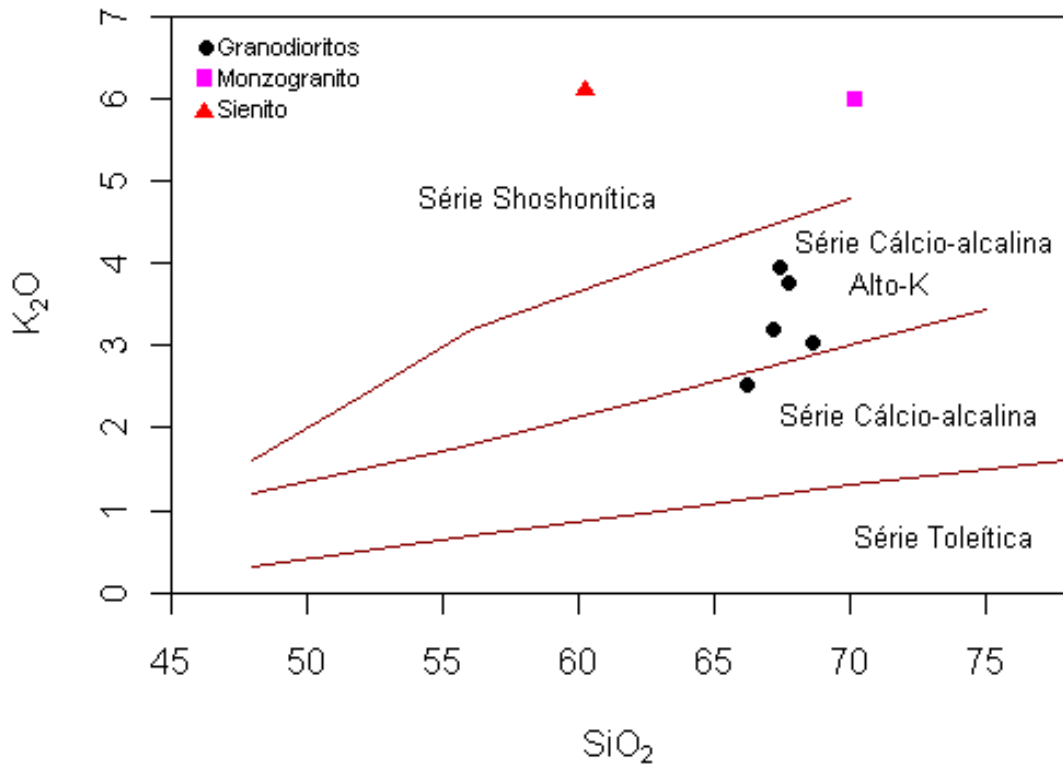


FIGURA 78 – Diagrama de variação de  $SiO_2 \times K_2O$  de Peccirillo e Taylor (1976) aplicado às amostras estudadas.

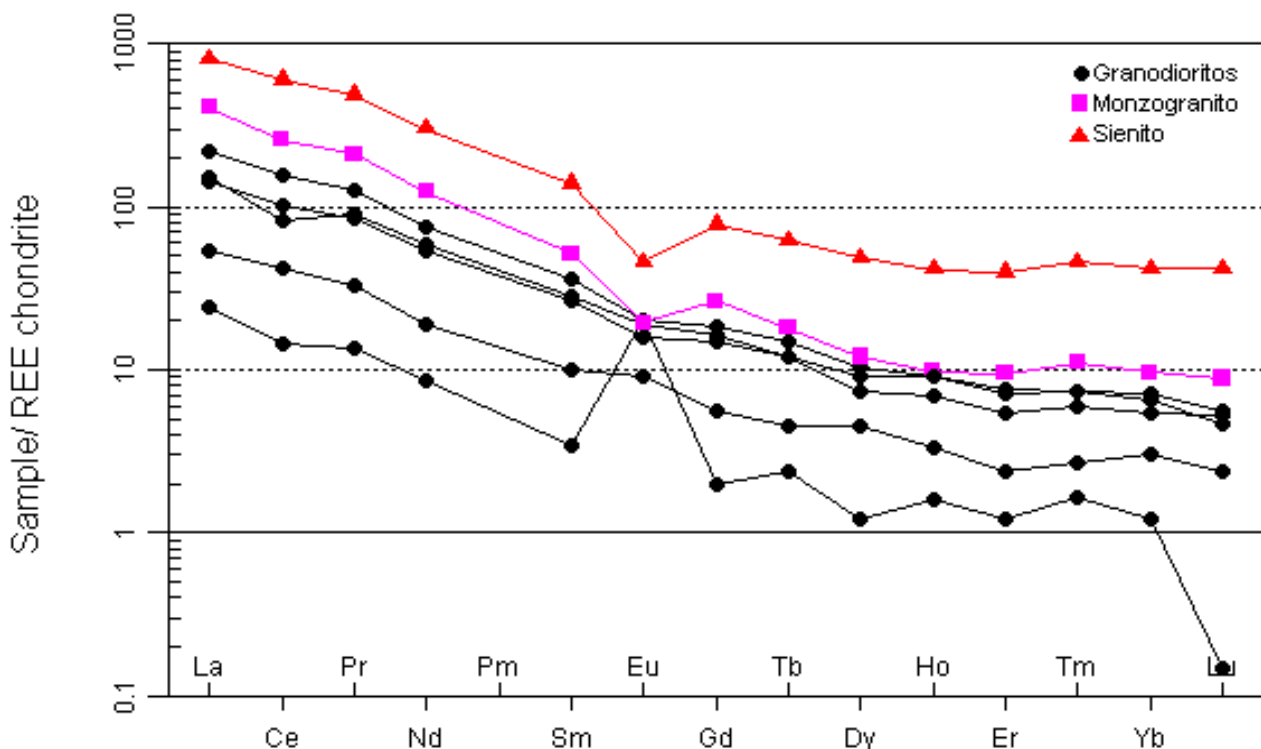


FIGURA 79 – Diagrama de elementos traços para os ortognaisses normalizados para o condrito de Nakamura (1974).

No diagrama discriminante de ambiente tectônico (Y+Nb) vs Rb de Pearce *et al.* (1984), observa-se que as rochas se situam de modo predominante no campo dos granitos de arco vulcânico. Apenas uma amostra

ocupa o campo de granitos intraplaca. Em relação ao novo diagrama de Pearce (1996), onde foi definido o campo pós-colisional, os granodioritos e o monzogranito localizam-se no campo dos granitos pós-colisionais (FIGURA 81 A).

No diagrama Y vs Nb as amostras se concentram principalmente no campo de granitos de arco vulcânico (FIGURA 81 B).

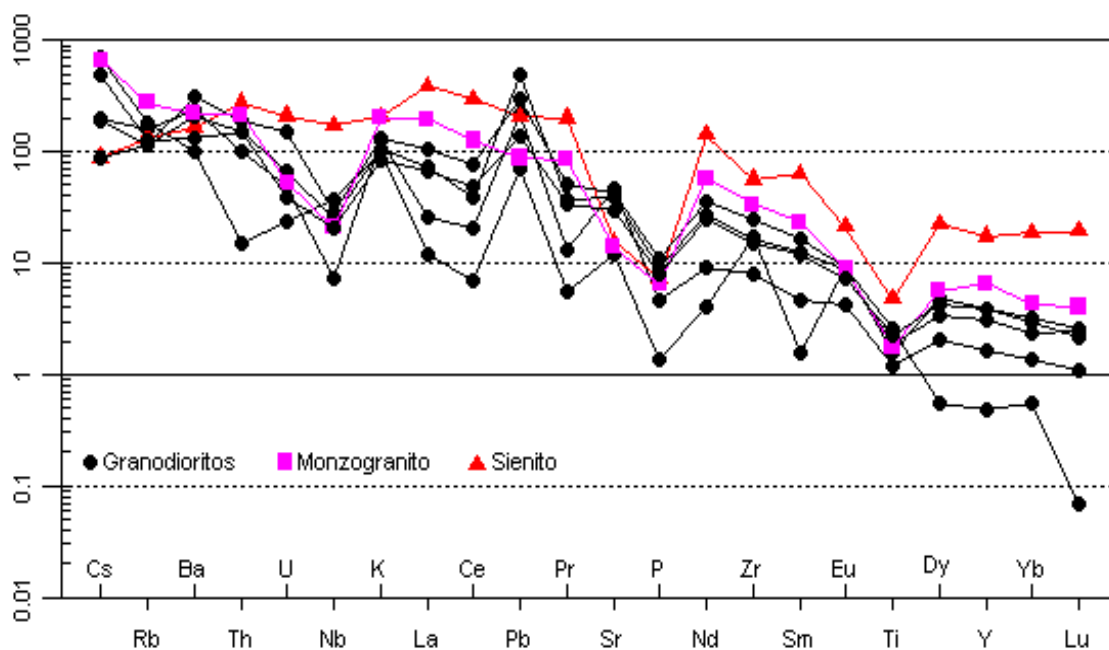


FIGURA 80 – Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as amostras das ilhas de Barra do Sul e São Francisco do Sul.

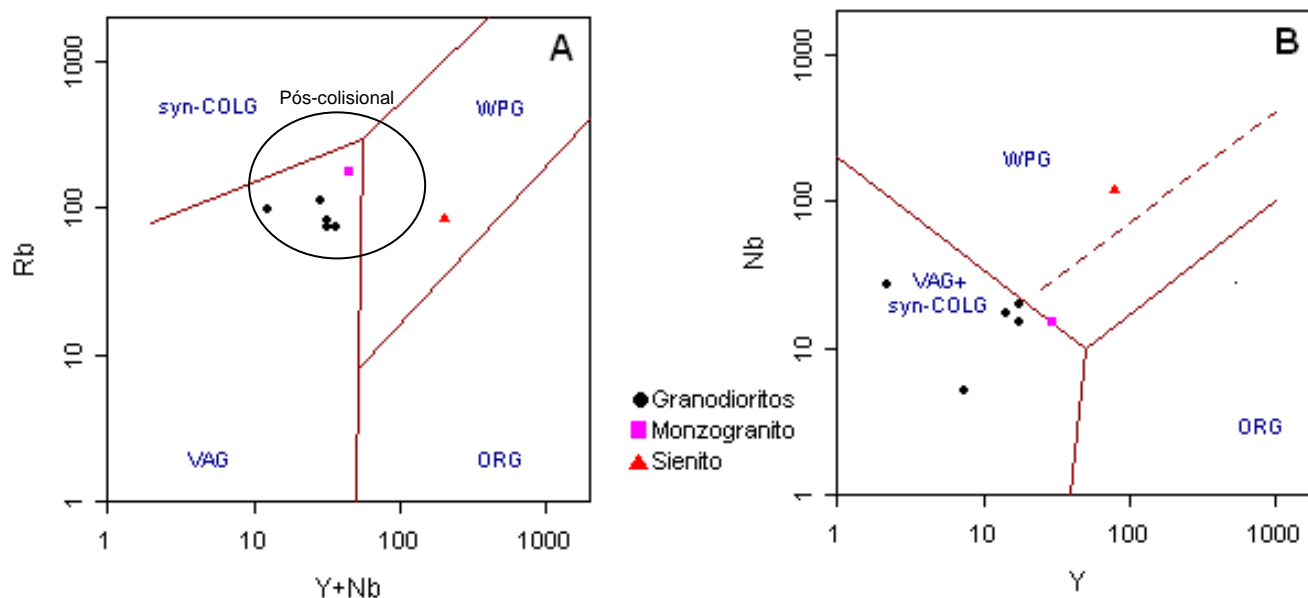


FIGURA 81 – Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). A) Diagrama Y+Nb vs Rb. B) Diagrama Y vs Nb. Legenda: syn-COLG = granitos sin-colisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos intra-placa; ORG = granitos orogênicos.

## 7.2 MODELO PETROGENÉTICO DAS ROCHAS DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL E DA ILHA DE SÃO FRANCISCO DO SUL

As rochas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul apresentam composição granodiorítica, monzogranítica e sienítica, caráter cálcio-alcalino e álcali-cálcico, com termos metaluminosos a fracamente peraluminosos. Mostram predominantemente assinatura cálcio-alcalina de alto K, possuem teores de sílica entre 60,25% e 70,21% e exibem tendência ferrosa e magnésiana, conforme o gráfico  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ .

As anomalias de Eu no diagrama normalizado pelo condrito de Nakamura (1974) são negativas e moderadas, podendo ser atribuídas a uma cristalização fracionada em baixa pressão de plagioclásio, como sugerido por Clayburn *et al.* (1983). Uma amostra apresenta anomalia positiva de Eu, indicando segregação e concentração localizada de plagioclásio. Segundo Rollinson (1993), anomalias negativas de Nb nos diagramas multielementares podem traduzir envolvimento de material crustal no magmatismo. As amostras também mostram forte enriquecimento de ETRL e empobrecimento de ETRP, sugerindo que os processos de geração de magmas ocorreram a maiores profundidades e pressões, com granada na fonte.

Nos diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987), as amostras se enquadram predominantemente nos granitos do tipo I, à exceção de um granodiorito e sienito que são discriminados como granitos tipo A (FIGURA 82). Segundo o índice de aluminosidade (CHAPPELL e WHITE, 1974), as amostras também são classificadas como granitos tipo I.

De acordo com a sugestão de Pitcher (1983), granitos tipo I-Cordilheirano apresentam composição cálcio-alcalina trondhjemitica a tonalítica, e estão relacionados ao início da orogênese, nas proximidades de zonas de subducção. As rochas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul contrastam com os granitos tipo I-Cordilheiranos no caráter alto potássico, e nas elevadas razões LILE/HFSE. São caracterizadas também por anomalias negativas bem definidas de Nb, Th, P e Ti.

Segundo a proposta de Pearce *et al.* (1984) os magmas gerados em subducção ou na cunha enriquecida do manto apresentam altas razões de LILE/HFSE. Já os magmas originados em ambientes intra-placa são enriquecidos em elementos HFS. Neste contexto, o caráter potássico das



rochas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul poderia ser explicado a partir da contribuição de fontes de manto enriquecido com efetiva participação de um componente de crosta continental.

Conforme a classificação de Maniar e Piccoli (1989), os ortognaisses das ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul podem ser distinguidos como granitos de margens continentais ativas. Estes integram os arcos magmáticos formados pela subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental. São granitos que possuem caráter cálcio-alcálico e predominantemente metaluminosos/peraluminosos.

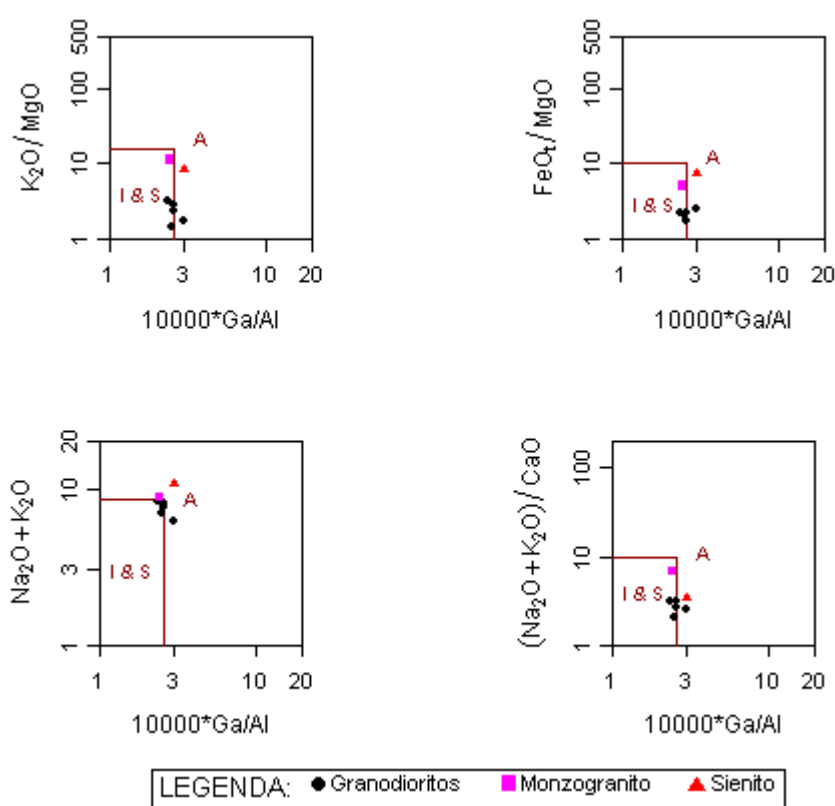


FIGURA 82 – Diagramas discriminantes de Whalen *et al.* (1987) para os ortognaisses localizados nas ilhas de Balneário de Barra do Sul e na ilha de São Francisco do Sul.

No diagrama discriminante para granitos de Pearce *et al.* (1984), as amostras se localizam no campo do ambiente de arco vulcânico. Segundo o mesmo autor, granitos de arco vulcânico referem-se àqueles gerados em arcos oceânicos ou em margens continentais ativas. Provavelmente os ortognaisses da área de estudo foram gerados ou retrabalhados em margens continentais ativas. Os padrões de ETR moderadamente fracionados confirmam esta hipótese. No diagrama de Pearce (1996) os granodioritos e o monzogranito das

ilhas examinadas plotam em ambiente pós-colisional. A natureza geoquímica que compõem as rochas analisadas não condiz com o ambiente geotectônico deste diagrama e interpretações devem ser feitas com cautela.

De acordo com Pearce (1996) os granitoides pós-colisionais podem apresentar características de arco vulcânico e de rochas formadas em ambiente intraplaca. Os líquidos pós-colisionais possuem composição controlada por diversos fatores como composição da crosta, espessura da litosfera, posição no orógeno e tempo do magmatismo. Segundo Barbarin (1999), granitoides que são caracterizados por assinatura cálcio-alcalina de alto-K também estão associados a ambientes tectônicos pós-orogênicos e transicionais entre margens convergentes e divergentes.

A utilização dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) requer alguns cuidados, uma vez que a assinatura química das amostras pode ser afetada por processos de acumulação de minerais, mistura de magmas, fluxo de voláteis e fracionamento de fases acessórias ricas em oligoelementos (HANSON, 1978; PEARCE *et al.*, 1984). A disposição de uma amostra de sienito (MTB – 34 B) no campo dos granitos intra-placa (WPG) está provavelmente associada aos efeitos de acumulação de feldspato potássico.

No diagrama R1-R2 proposto por Batchelor e Bowden (1985) as rochas se distribuem principalmente no campo dos granitoides pré-colisionais (cálcio-alcalinis normais) e pós-colisionais (cálcio-alcalinis de alto-potássio) (FIGURA 83).

De acordo com a classificação de Frost *et al.* (2001) os granitoides de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul estão relacionados às seguintes condições:

- ▶ Plútons na porção principal dos batólitos Cordilheiranos: compreendem alguns granodioritos da área de estudo.

- ▶ Plútons no interior de batólitos Cordilheiranos ou associados à delaminação da crosta espessada: abrangem alguns granodioritos das ilhas analisadas.

- ▶ Granitos tipo-A ou granófiros associados com diques e plútons máficos: engloba um monzogranito da ilha de São Francisco do Sul.

- ▶ Plútons intraplaca e no núcleo de vulcões alcalinos: abrange um sienito da ilha Feia.

O monzogranito e o sienito coincidem quimicamente com os granitos intraplaca do tipo A, conforme a proposta de Frost *et al.* (2001). Entretanto, as características petrográficas, estruturais e geoquímicas das rochas de estudo não sugerem qualquer relação com o ambiente geotectônico intraplaca.

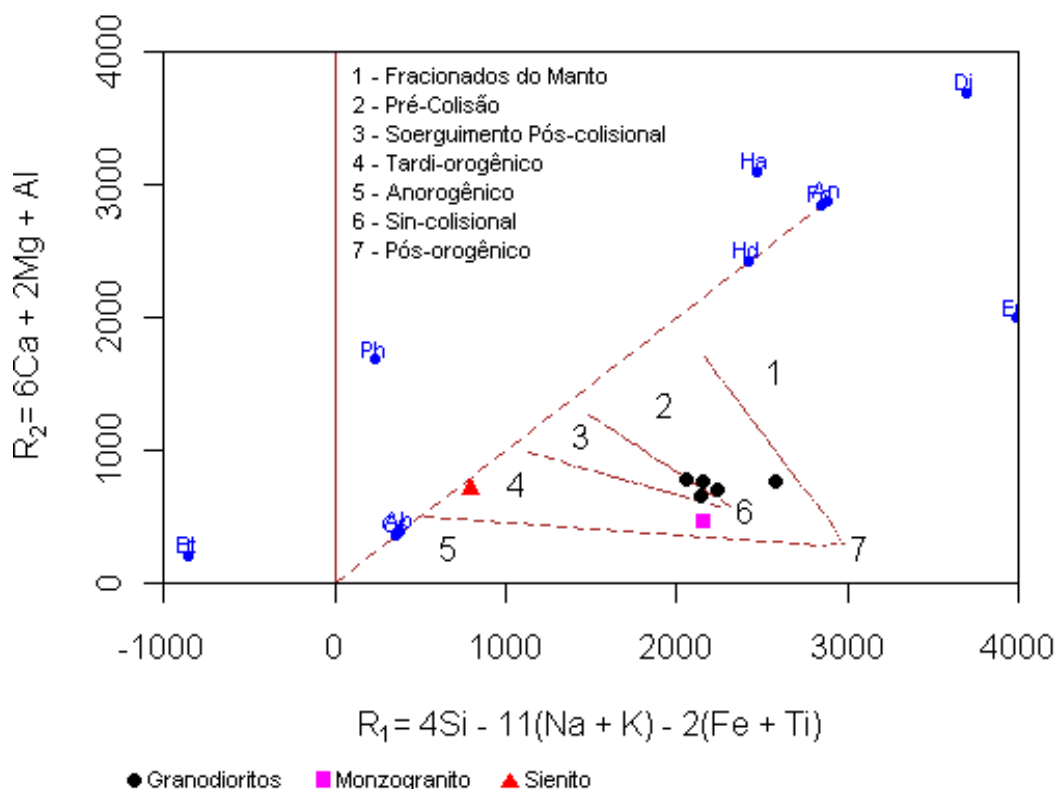


FIGURA 83 – Disposição das amostras de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul no diagrama R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985).

### 7.3 GEOQUÍMICA DOS GRANITOS DAS ILHAS DE TAMBORETES

Foram analisadas três amostras das Ilhas de Tamborettes e são compostas predominantemente por monzogranitos (TABELA 2). As rochas mostram teores de  $SiO_2$  variando de 66,03% a 68,68% e possuem composição intermediária. São caracterizadas por valores relativamente elevados de  $Al_2O_3$  e de  $Fe_2O_3$ , e teores algo baixos de  $MgO$ . No que diz respeito aos elementos-traço, os valores das três amostras são consideravelmente semelhantes. As concentrações de Ba e Sr são muito elevadas, e os teores de Zr, Nb, Y e ETR são consideravelmente baixos.

O diagrama de classificação químico-mineralógica de Debon e Le Fort (1983) permite confirmar a composição granítica das rochas estudadas (FIGURA 84).

TABELA 2 - Dados químicos dos granitoides das ilhas de Tamboretes.

Amostra	MTB - 33	MTB - 26	MTB - 31
Litotipo	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
SiO <sub>2</sub>	66,03	68,35	68,68
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,31	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	15,52	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	3,12	3,46
MnO	0,10	0,07	0,08
MgO	1,03	0,65	0,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,006	0,007	<0,002
CaO	2,52	1,85	2,01
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,83	3,62
K <sub>2</sub> O	4,83	5,13	4,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,19	0,23
LOI	0,6	0,6	1,1
Total	99,58	99,62	99,58
Ba	1822	1769	1771
Rb	154,1	150,6	172,4
Sr	950,6	830,7	896,8
Zr	162,0	123,9	144,9
Nb	14,3	13,9	19,7
Ni	43	50	<20
Co	5,0	4,4	4,8
Zn	57	42	53
La	40,1	28,8	34,8
Ce	78,2	53,9	66,5
Pr	8,58	5,92	8,35
Nd	30,0	22,4	31,1
Sm	5,46	4,00	5,23
Eu	1,49	1,17	1,43
Gd	3,79	2,90	4,40
Tb	0,55	0,43	0,56
Dy	2,86	2,81	2,58
Ho	0,47	0,42	0,53
Er	1,31	1,39	1,52
Tm	0,22	0,23	0,25
Yb	0,55	0,43	0,56
Lu	0,25	0,23	0,25
Y	16,0	13,7	16,9
Cs	4,9	4,3	7,9
Ta	1,4	1,3	2,3
Hf	4,8	3,9	3,9
Be	9	6	11
Ga	17,8	20,3	18,5
Sc	6	4	5
Sn	2	2	6
Th	11,6	11,7	10,5
U	3,1	6,3	1,9
V	45	40	36
W	1,1	1,5	1,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5
Au	1,0	1,2	4,0
Bi	0,1	0,1	6,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	5,8	6,3	1,3
Cu	6,6	11,7	8,5
Ni	38,3	48,2	4,1
Pb	19,9	22,5	18,0
Sb	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,8	0,6	0,8

De acordo com a classificação de Frost *et al.* (2001), os granitos das ilhas de Tamboretes são álcali-cálcicos (FIGURA 85 A). No diagrama SiO<sub>2</sub> vs. FeOt/(FeOt+MgO) estas rochas se situam próximo da linha que divide os campos de assinatura ferrosa e magnésiana, porém com maior tendência ao campo ferroso (FIGURA 85 B).

No diagrama de índice de aluminosidade de Shand ( $Al/(Na+K)$  vs.  $Al/(Ca+Na+K)$ ) apresentado por Maniar e Piccoli (1989), os granitos das ilhas de Tamboretes são peraluminosos a ligeiramente metaluminosos (FIGURA 86).

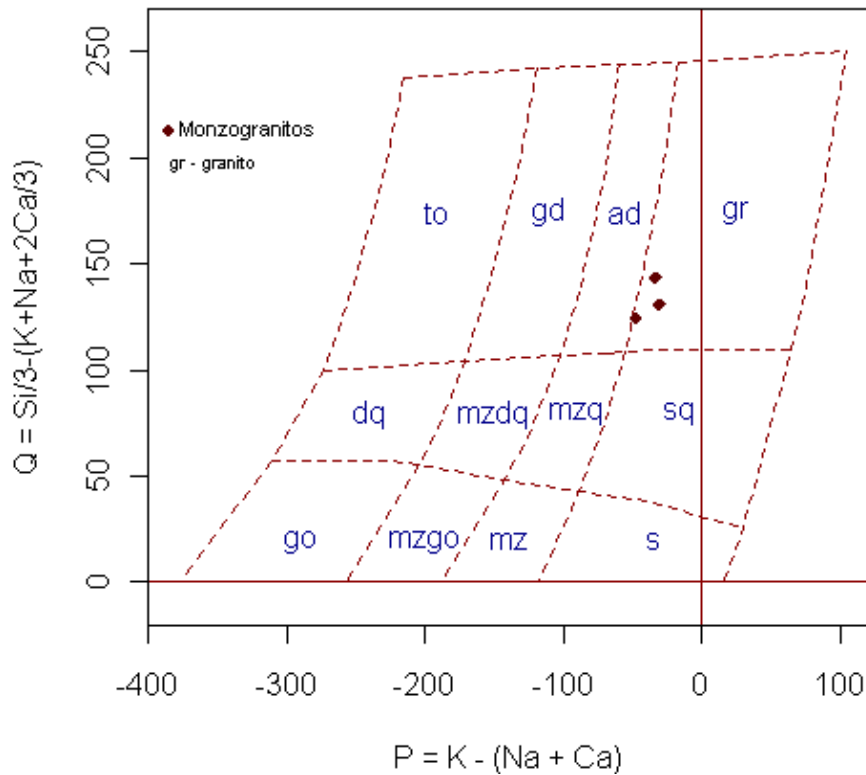


FIGURA 84 – Posição dos granitoides das ilhas de Tamboretes no diagrama Q versus P de Debon e Le Fort (1983).

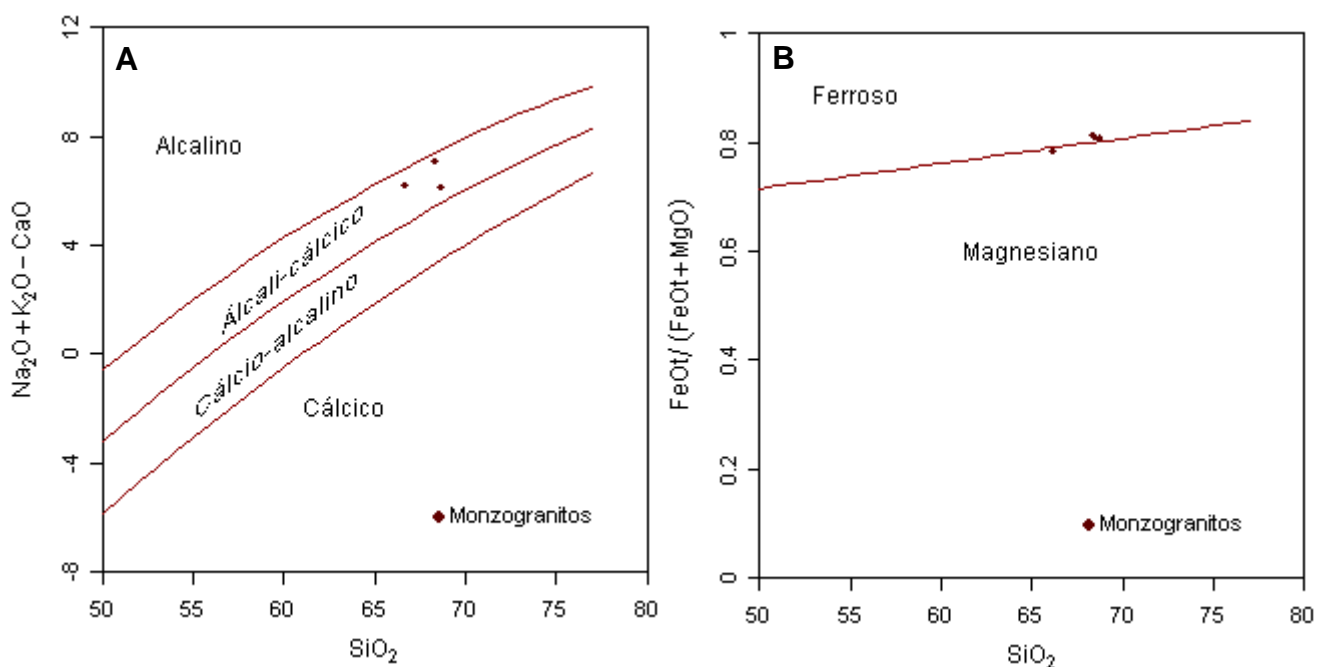


FIGURA 85 – Classificação de Frost *et al.* (2001) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamboretes. a)  $SiO_2$  vs  $Na_2O+K_2O-CaO$ . b)  $SiO_2$  vs  $FeOt/(FeOt+MgO)$ .

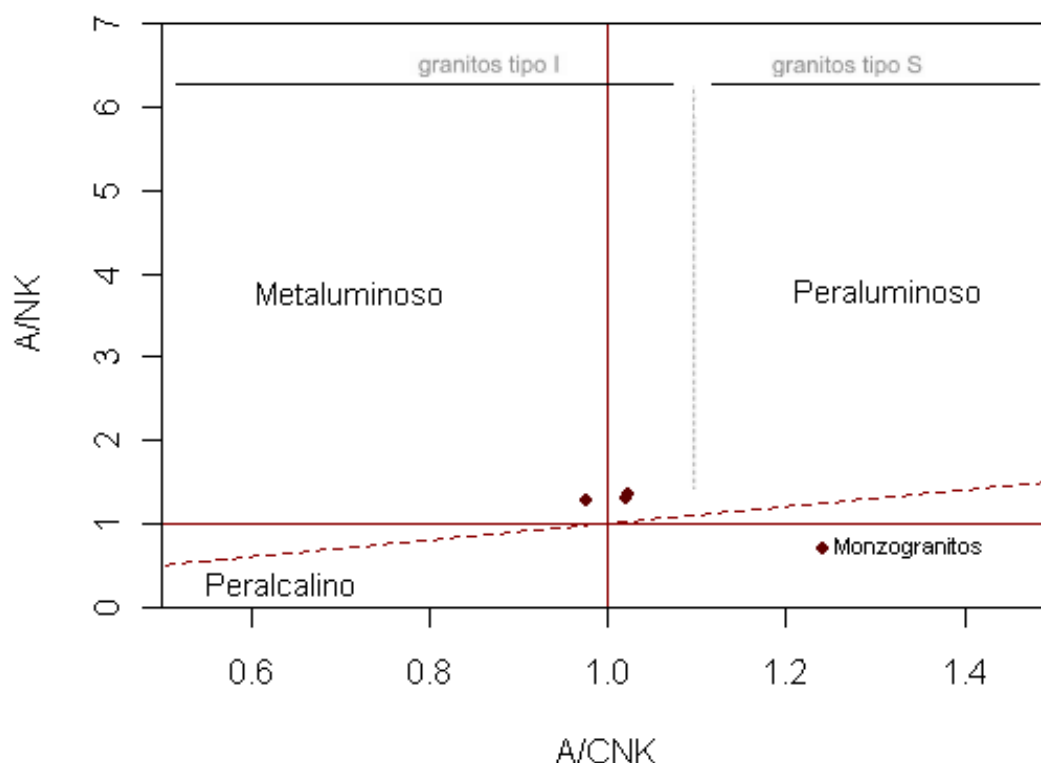


FIGURA 86 – Diagrama A/CNK vs A/NK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitoides das ilhas de Tamboretas.

No diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  de Peccirillo e Taylor (1976) os granitoides das Ilhas de Tamboretas mostram afinidades com rochas shoshoníticas a cálcio-alcálicas de alto K (FIGURA 87).

Quando normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) os granitoides das Ilhas de Tamboretas mostram moderado fracionamento de ETR's leves sobre os ETR's pesados (FIGURA 88). Os ETR's pesados possuem arranjo inclinado ou quase horizontal. As amostras têm altos valores de Sr sugerindo não ter havido retenção de plagioclásio na fonte, não exibem anomalia negativa de Eu e apresentam moderada depleção, indicando que a granada permaneceu no resíduo ou participou do fracionamento, sugerindo maiores pressões (ROLLINSON, 1993).

No diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989), as rochas estudadas têm anomalias positivas pronunciadas de K e Pb, anomalias positivas menos acentuadas de U, Sr e Nd e anomalias negativas marcantes de Nb, P e Ti (FIGURA 89). Anomalias negativas de Nb, Y, e Yb são características de zonas de subducção (WILSON, 1989).

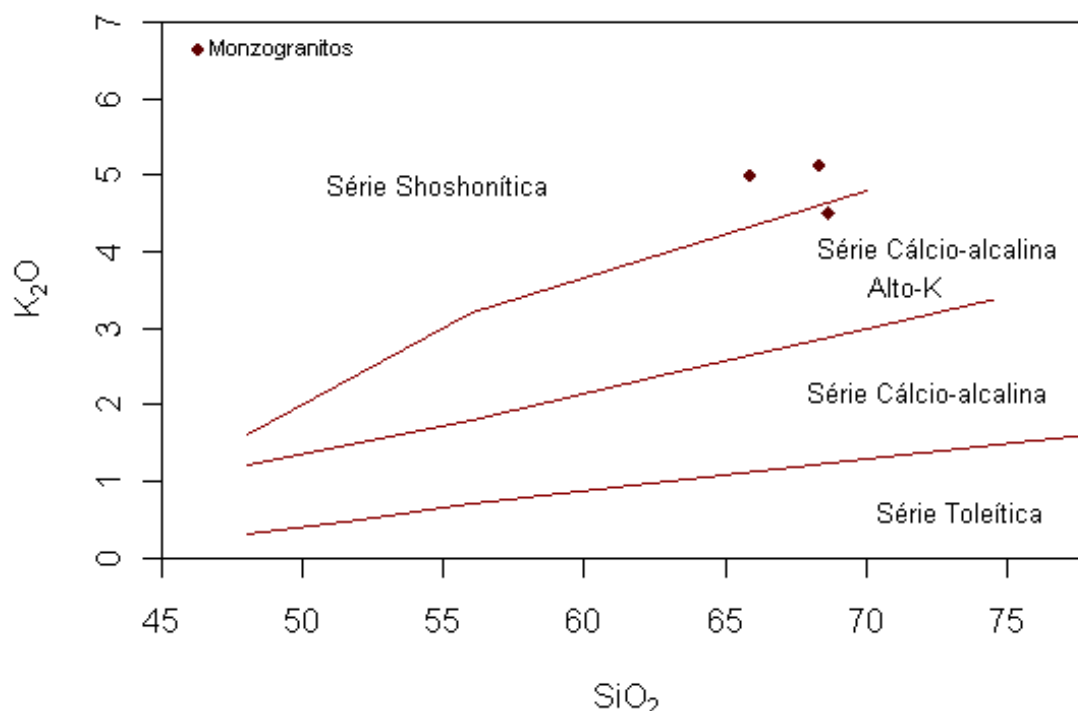


FIGURA 87 – Diagrama proposto por Peccirillo e Taylor (1976) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamborettes.

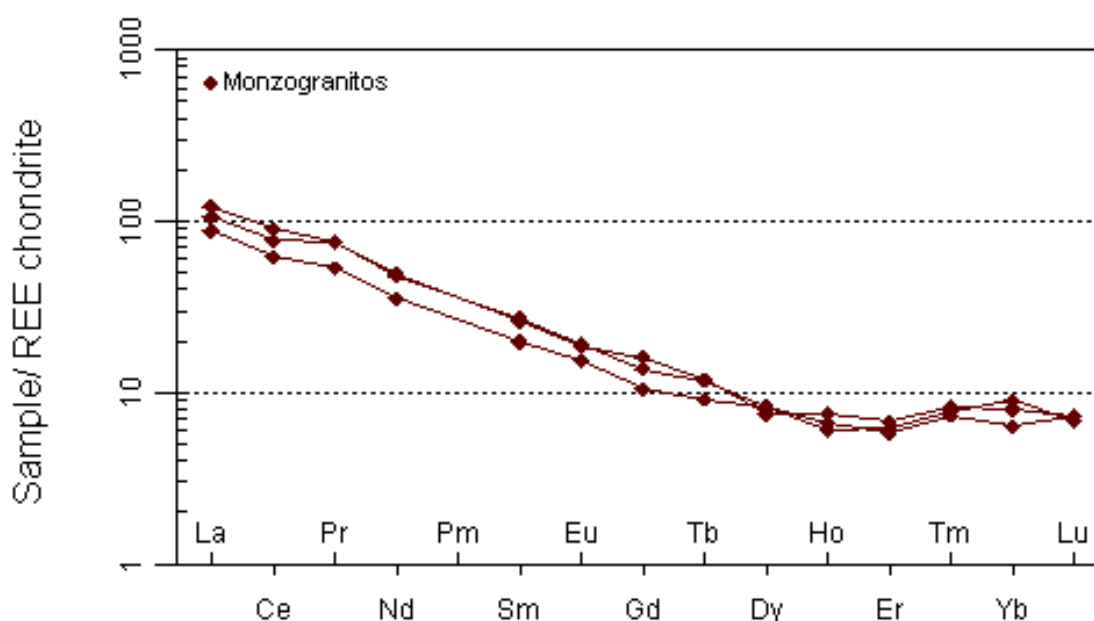


FIGURA 88 – Diagrama para os granitoides das ilhas de Tamborettes normalizados pelo condrito de Nakamura (1974).

Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984), verifica-se que os granitos das Ilhas de Tamborettes ocupam o campo de rochas de arco vulcânico (FIGURA 90 A e B). Segundo o diagrama de Pearce (1996), as amostras situam-se no campo dos granitos pós-colisionais.

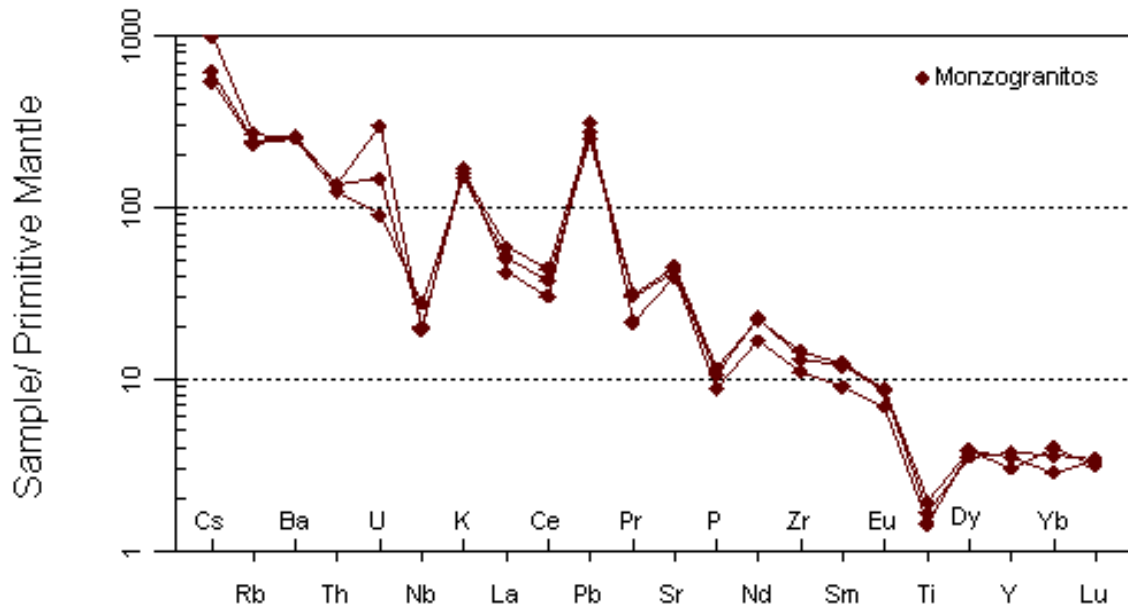
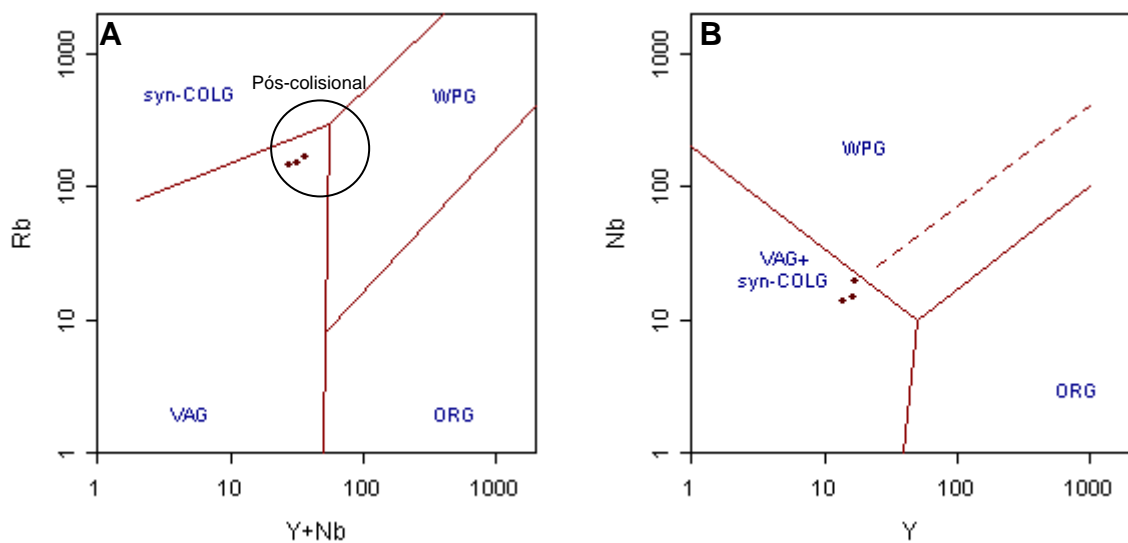


FIGURA 89 – Diagrama multielementar para os granitoides das ilhas de Tamboretas. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).



LEGENDA ● Monzogranitos

FIGURA 90 – Diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) propostos para os granitos deformados das ilhas de Tamboretas. A) Diagrama Y+Nb vs Rb. B) Diagrama Y vs Nb. Legenda: syn-COLG = granitos sin-colisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos intra-placa; ORG = granitos orogênicos.

#### 7.4 MODELO PETROGENÉTICO DAS ILHAS DE TAMBORETES

As amostras das ilhas de Tamboretas são compostas predominantemente por monzogranitos. Também ocorrem veios e diques aplíticos que podem estar associados às fases finais do magmatismo cálcio-



alcalino. As análises químicas caracterizam uma assinatura álcali-cálcica, ferrosa a magnésiana, com termos peraluminosos a metaluminosos. Apresentam teores de sílica entre 66,03% e 68,68% e definem uma sequência shoshonítica e cálcio-alcálica de alto K. Várias suítes cálcio-alcálicas potássicas têm sido confundidas com sequências shoshoníticas, porque são também ricas em Ba e Sr, com concentrações que são até superiores que as associações shoshoníticas (MORRISON, 1980).

O significado geotectônico do magmatismo cálcio-alcálico de alto K continua polêmico e pode ocorrer em diferentes ambientes tectônicos (BONIN *et al.*, 1993; ROTTURA *et al.*, 1998). De acordo com Brown *et al.* (1984) ele indicaria processos de subducção mesmo após o fechamento oceânico, e as diferenças com os granitoides andinos (PITCHER, 1982) refletiriam contrastes de área-fonte. Por outro lado, os granitoides do tipo I caledonianos (PITCHER, 1982) envolvem contribuições de porções crustais diversas (HARMON *et al.*, 1984).

O enriquecimento em LILE e anomalias negativas de Ti e Nb são indicativos de contaminação crustal do magma mantélico original (ROLLINSON, 1993). As anomalias negativas de Ti e Nb nos diagramas multielementares sugerem que os magmas sejam oriundos de fontes afetadas por subducção (PEARCE, 1983; WILSON, 1989), atestando a vinculação com ambientes de arco magmático maduro, como assinalado pelo caráter cálcio-alcálico de alto K das rochas de estudo. Conforme Brown *et al.* (1984) os granitoides de arco maduro exibem anomalias significativas de Sr e Ba, além de um aumento nas anomalias de Ti e P. As concentrações elevadas de elementos LILE em relação a elementos HFSE, com depressões para Nb, são típicas de granitoides cálcio-alcálicos (THOMPSON *et al.*, 1984). Magmas gerados em ambientes de margens destrutivas de placas são enriquecidos em elementos com baixo potencial iônico com relação aos elementos com alto potencial iônico (HAWKESWORTH e VOULMER, 1979).

Os padrões fracionados de ETR com anomalias negativas de Eu ausentes sugerem a participação de granada como fase fracionada ou residual dominante, indicando maiores profundidades e pressões, com menor proporção de plagioclásio, o que é compatível com seus conteúdos elevados de Sr. A carência de uma anomalia de Eu também pode significar uma

fugacidade de oxigênio muito alta, capaz de produzir concentrações altas de Ba e Sr (HALLIDAY e STEPHENS, 1984).

Chappell e White (1974) conseguiram identificar dois grupos graníticos principais que demonstraram características contrastantes. As feições químicas apresentadas pelos granitos tipo I são similares às observadas nos granitoides de Tamboretas, sendo traduzidas principalmente pelo índice de aluminosidade. Nos diagramas discriminantes propostos por Whalen *et al.* (1987), os granitoides das ilhas de Tamboretas também correspondem aos granitos do tipo I (FIGURA 91). Além disso, as rochas graníticas apresentam altos teores de Sr e Ba e médios de Rb, Ga, Y, K<sub>2</sub>O e Nb, características litoquímicas de rochas cálcio-alcálicas tipo I.

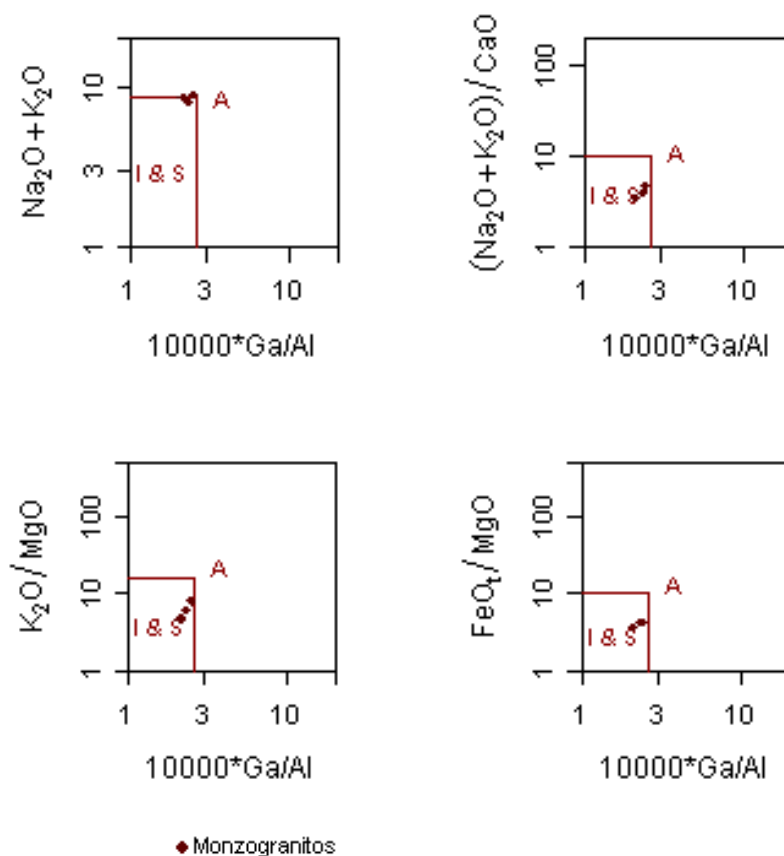


FIGURA 91 – Diagramas de Whalen *et al.* (1987) aplicado aos granitoides das ilhas de Tamboretas.

A partir dos parâmetros utilizados por Pitcher (1977), podemos afirmar que as rochas analisadas possuem padrão semelhante ao observado em granitos do tipo I Cordilheirano, associados a arcos magmáticos maduros e modificados pela contaminação crustal. Deve ser ressaltado que muitas

características associadas a cada um dos tipos não puderam ser consideradas, devido principalmente a pouca abrangência da área de estudo e poucas amostras analisadas.

No diagrama Y vs Nb de Pearce *et al.* (1984), os granitoides se encontram no campo do ambiente de arco vulcânico. Conforme Pearce (1996) a área fonte empregada para este tipo de ambiente geotectônico foi o manto astenosférico empobrecido em elementos traço incompatíveis e contaminado por porção crustal.

A disposição das amostras no diagrama R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985), sugere que as rochas evoluíram em um ambiente tardi-orogênico (FIGURA 92).

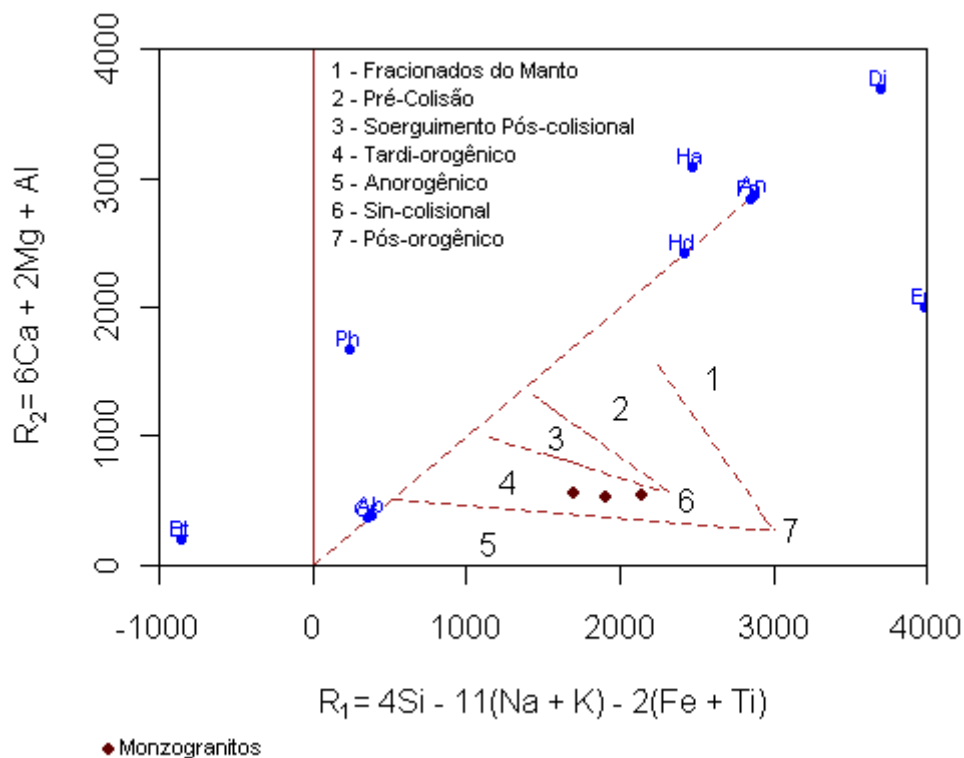


FIGURA 92 – Disposição dos granitoides de Tamboretes no diagrama R1-R2.

Harris *et al.* (1986) propuseram uma subdivisão em quatro grupos de intrusões: intrusões pré-colisionais cálcio-alcálicas; intrusões peraluminosas sin-colisionais; intrusões cálcio-alcálicas tardi a pós-colisionais; e intrusões alcálicas pós-colisionais. As amostras de Tamboretes pertencem ao grupo III (granitos tardi a pós-colisionais) (FIGURA 93). Os granitos tardi-colisionais estão associados a zonas de cisalhamento transcorrentes e ainda exprimem os efeitos compressivos da fase anterior. Os granitos pós-colisionais

correspondem ao magmatismo tipo I Caledoniano (PITCHER, 1983; SYLVESTER, 1998), são formados em ambiente distensional e caracterizam-se por um magmatismo cálcio-alcálico alto-K/alcálico.

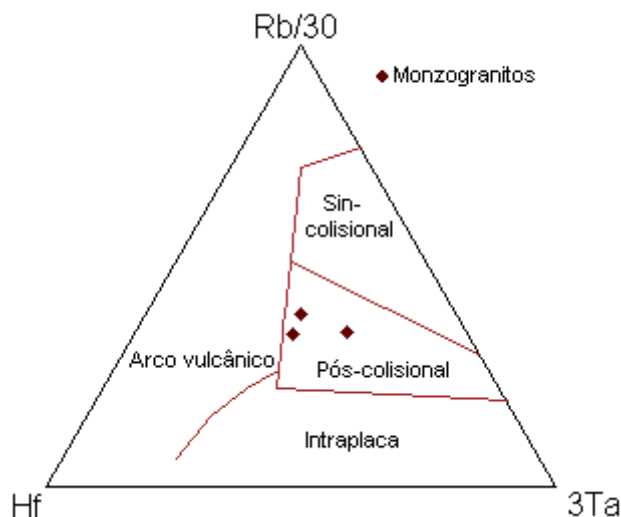


FIGURA 93 – Diagrama Hf-Rb-Ta\*3 (HARRIS *et al.*, 1986) das rochas de Tamboretetes.

No sistema de classificação de Maniar e Piccoli (1989), os granitos pós-orogênicos são intrusivos no cinturão orogênico na sua fase final de evolução. Apesar de sua colocação tardia, estão associados com a orogenia, tanto no espaço quanto no tempo. Representam um estágio de transição entre a fase orogênica principal e a subsequente fase de estabilização da crosta continental.

No diagrama Y+Nb vs Rb apresentado por Pearce (1996), observa-se que as amostras das ilhas de Tamboretetes ocupam o campo dos granitos tardi a pós-colisionais. Bonin (2004) ressalta que a evolução das suítes pós-colisionais a pós-orogênicas depende do estilo da subdução durante o estágio pré-colisional. De acordo com Pearce (1996), as rochas podem mostrar aspectos geoquímicos indicativos de que sua formação foi controlada por processos relacionados tanto a ambientes de arcos magmáticos maduros como a ambientes intraplaca. A sequência de séries cálcio-alcálicas baixo K a cálcio-alcálicas alto K e alcálicas é causada pela passagem do magmatismo relacionado à subdução até o magmatismo intraplaca (BARBARIN, 1999).

## 7.5 COMPARAÇÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DAS ILHAS DE TAMBORETES COM AS SUÍTES VALSUNGANA-GUABIRUBA E MORRO INGLÊS

Os dados geoquímicos das rochas das ilhas de Tamboretas são comparados com os da Suíte Valsungana-Guabiruba (FIGURA 94) e com os da Suíte Morro Inglês (FIGURA 95) porque há semelhanças petrográficas, estruturais, geoquímicas e relativa proximidade geográfica. Outra razão desta comparação diz respeito ao fato de que as suítes Morro Inglês e Valsungana-Guabiruba dispõem de detalhado estudo geoquímico e entendimento tectônico. A Suíte Morro Inglês ocupa a região sul e sudeste do Brasil, compreendendo os Estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina e a Suíte Valsungana-Guabiruba está a sudoeste, no Estado de Santa Catarina. Os corpos alongados da Suíte Valsungana-Guabiruba poderiam se estender para nordeste e, neste caso, as rochas das ilhas de Tamboretas poderiam ser prolongações da primeira.

As amostras das ilhas de Tamboretas apresentam caráter álcali-cálcico, estão situadas no limite entre as séries ferrosa e magnésiana e são peraluminosas a metaluminosas. Mostram afinidades com rochas shoshoníticas a cálcio-alcálicas de alto K, exibem moderado fracionamento de ETR's leves sobre os ETR's pesados e são caracterizadas como granitos tipo I. Nos diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984), as rochas de Tamboretas localizam-se no campo dos granitos de arco vulcânico. A característica dos magmas poderia ser atribuída ao ambiente de arco magmático maduro e à contaminação crustal.

As rochas da Suíte Valsungana-Guabiruba apresentam caráter cálcio-alcálico, peraluminoso e afinidade sub-alcálica. Este padrão é semelhante ao observado em ambientes pós-colisionais (BASEI *et al.*, 2011). Em relação aos elementos terras-raras, o padrão principal é caracterizado por um forte fracionamento dos ETR's leves e pesados e uma sutil anomalia negativa de Eu (BASEI *et al.*, 2011). De acordo com o diagrama de Whalen *et al.* (1987), estes granitoides podem ser caracterizados como granitos tipo A. Exibem concentrações semelhantes de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O e Zn; menores de Sr e Ba e maiores de Ga, Rb, Y, Nb, Zr, Th e ETR em relação aos granitoides das ilhas de Tamboretas.

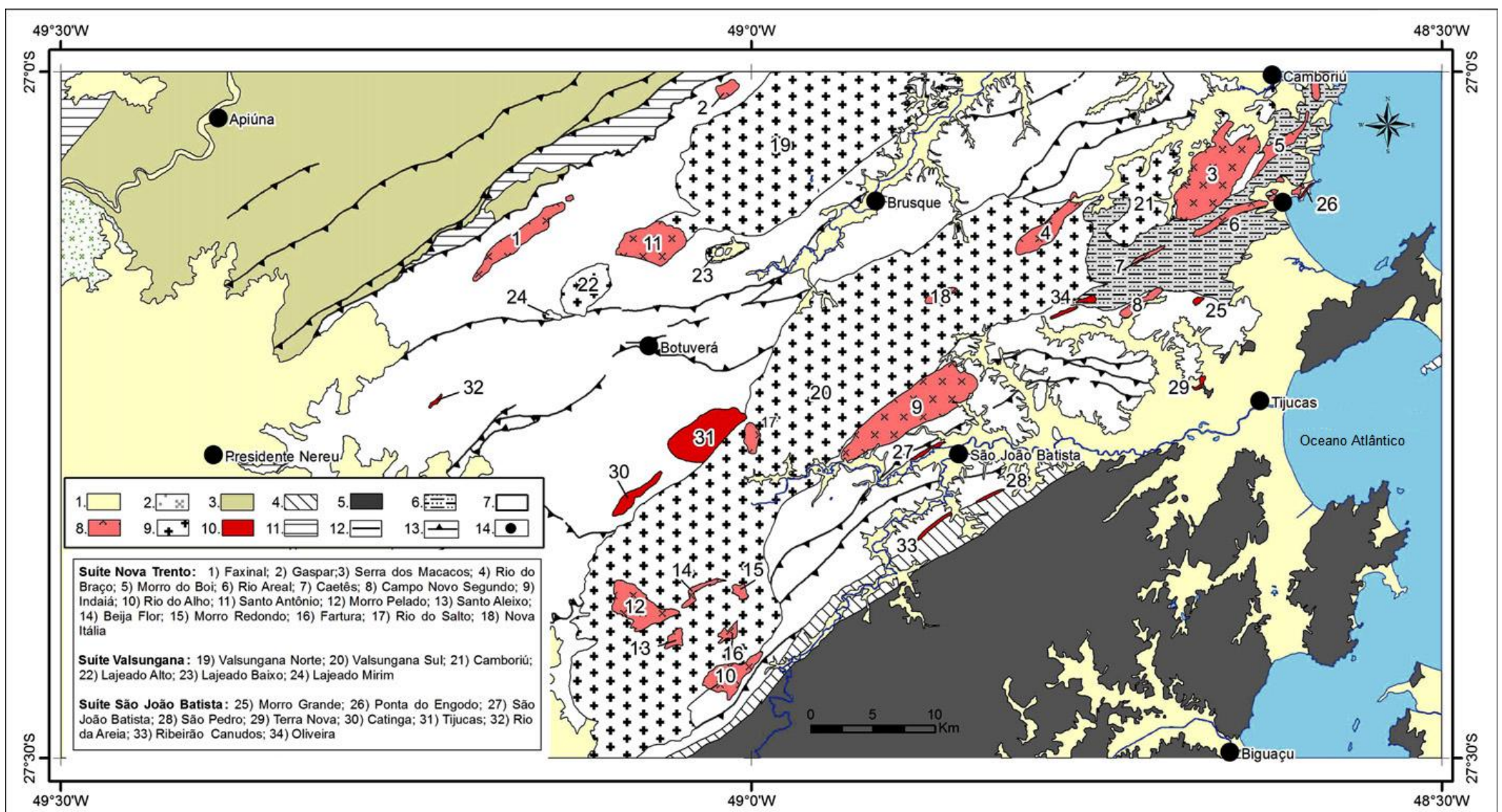


FIGURA 94 – Mapa geológico do Domínio Central do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, enfatizando os granitoides das suítes Nova Trento, Valsungana e São João Batista (Fonte: Adaptado de BASEI *et al.*, 2011).

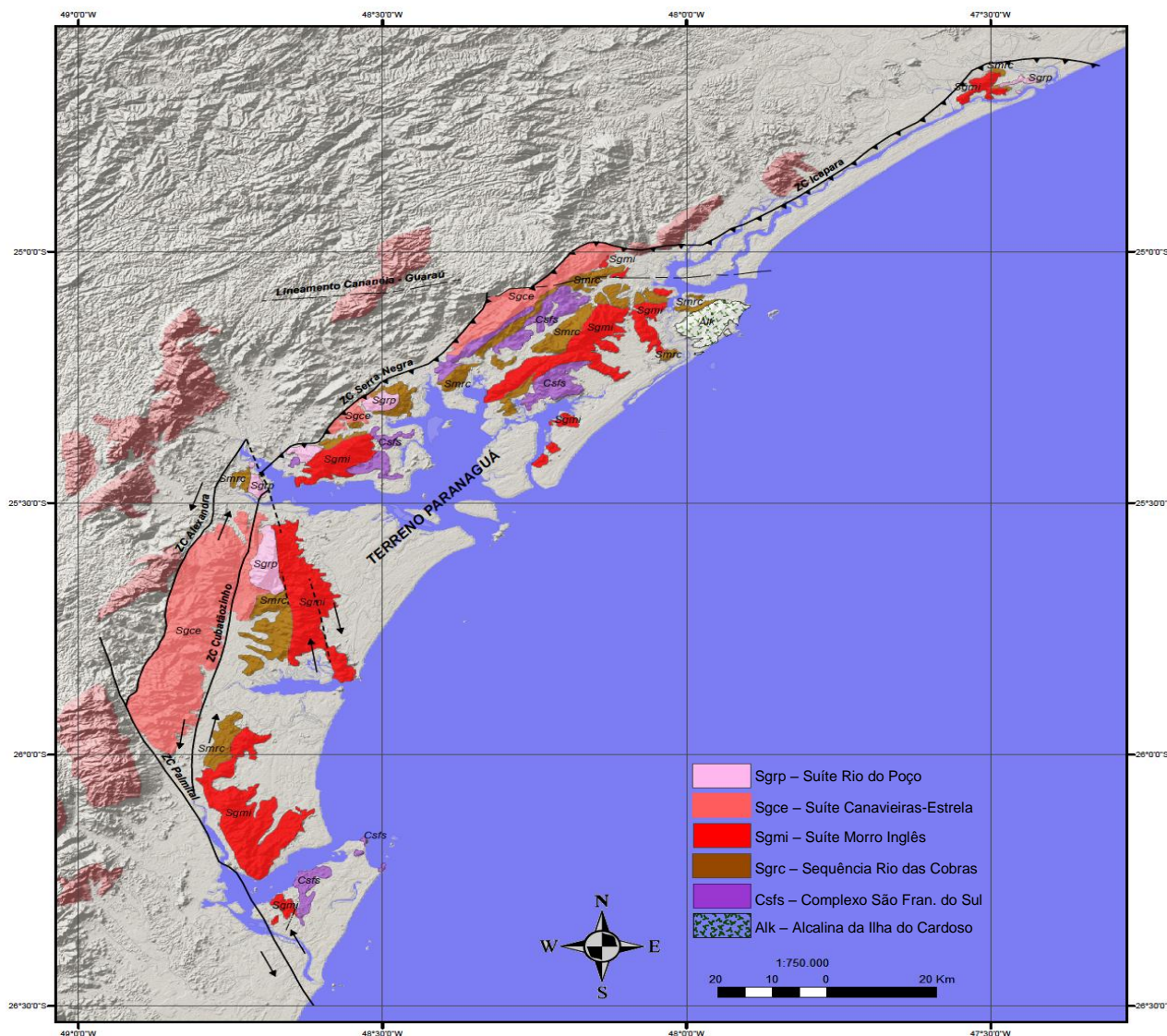


FIGURA 95 – Mapa geológico do Terreno Paranaguá (Fonte: Adaptado de CURY, 2009).

Os sienogranitos e monzogranitos porfiríticos da Suíte Morro Inglês apresentam caráter cálcio-alcálico de alto K a shoshoníticos, com concentrações altas de Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th e  $K_2O$ . Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), as rochas da Suíte Morro Inglês plotam no campo dos granitos pós-colisionais e são semelhantes aos granitos tipo I. Os dados petrográficos e estruturais indicam que as intrusões ocorreram durante os estágios tardios do período sin-colisional (CURY, 2009). As amostras mostram teores similares de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO  $K_2O$ , Ga, Rb, Zn e ETR; inferiores de Sr e Ba e superiores de Y, Nb, Zr e Th quando se comparam a Suíte Morro Inglês com as rochas das ilhas de Tamboretas.

As rochas do Arquipélago de Tamboretas apresentam similaridades petrográficas, estruturais e geoquímicas com os granitos da Suíte Morro Inglês.

## 8. DISCUSSÕES

A área mapeada constitui-se principalmente por ortognaisses protomiloníticos e miloníticos das ilhas de Balneário Barra do Sul, os quais possuem enclaves metaultramáficos, anfibolíticos e gnáissicos. Nas ilhas de Tamboretas há granitos porfiríticos pouco deformados, protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, os quais podem ser cortados por diques e veios aplíticos co-magmáticos e diques de diabásio.

Os ortognaisses protomiloníticos e miloníticos das ilhas de Balneário Barra do Sul correspondem ao Complexo São Francisco do Sul (Terreno Paranaguá), e são as rochas encaixantes dos granitos deformados de Tamboretas. Foram afetados por duas fases deformacionais ( $M_n$  e  $M_{n+1}$ ) que corresponderiam ao metamorfismo dinâmico, que teria promovido recristalização dinâmica ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis, em condições de fácies xisto verde superior a anfibolito ( $400^{\circ}\text{C}$  a  $550^{\circ}\text{C}$ ), com geração das foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$ . No que tange às condições de pressão, os feldspatos assumem um comportamento dúctil quando submetidos a pressões de  $6 \pm 1$  kbar e profundidades de 15 a 21 km (SCHOLZ, 1988).

Os granitoides das ilhas de Tamboretas são equivalentes da Suíte Morro Inglês (Terreno Paranaguá) e foram afetados por uma fase deformacional ( $M_{n+1}$ ), responsável pela formação da foliação  $S_{n+1}$  de natureza milonítica, desenvolvida sob temperaturas entre  $400$  e  $550^{\circ}\text{C}$  e pressões em torno de 6 kbar.

A primeira fase de deformação ( $D_n$ ) é ligada ao sistema de cavalgamento, responsável pela formação de uma superfície protomilonítica ou milonítica  $S_n$  de baixo a médio ângulo de mergulho e de dobras abertas a isoclinais. A foliação  $S_n$  é observada apenas nas rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul. O padrão estrutural do Terreno Paranaguá em sua porção setentrional é caracterizado pelas zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara. Dados U-Pb em monazita fornecem idades de  $599 \pm 5$  Ma e  $594 \pm 3$  Ma em rochas miloníticas, correspondentes às zonas de cavalgamento frontal (CURY, 2009). Estas zonas podem estar associadas às rochas protomiloníticas e miloníticas das ilhas de Balneário Barra do Sul, que apresentam estruturas de baixo ângulo de mergulho.



A segunda fase de deformação tem caráter transcorrente ( $D_{n+1}$ ), e é responsável pelo desenvolvimento da superfície de alto ângulo  $S_{n+1}$  e de dobras abertas. A foliação  $S_{n+1}$  está presente nas rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e de Tamboretas. Os indicadores cinemáticos mostraram movimentação sinistral para a foliação  $S_{n+1}$ . As zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra, descritas por Cury (2009), ocorrem na porção meridional do Terreno Paranaguá. Aquele autor obteve idades U-Pb de  $595 \pm 2$  Ma, relacionadas a zonas de escape lateral (Zona de Cisalhamento Serrinha). Estas zonas transcorrentes podem estar relacionadas com as rochas das ilhas de Tamboretas.

Os granitos da Suíte Valsungana/Guabiruba estão relacionados com a fase deformacional D3, em ambiente tectônico pós-colisional a tardi-orogênico, provavelmente associados com a Zona de Cisalhamento Major Gercino. Esta zona possui direção nordeste, com sentido dextral e caráter dúctil a dúctil-rúptil, diferentemente da movimentação sinistral observada nas rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e de Tamboretas.

Os granodioritos das ilhas de Balneário Barra do Sul são comparáveis aos granitos do tipo I Cordilheirano, cuja origem teria relação com fontes de manto enriquecido e efetiva participação de crosta continental, provavelmente por meio de falhas profundas, mas num possível contexto de subducção.

A análise dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) evidencia que as rochas das ilhas de Tamboretas ocupam o campo de granitos de arco vulcânico. As correlações e tendências propõem que os monzogranitos teriam sido formados em ambientes de arcos magmáticos maduros (granitos do tipo I Cordilheirano) com participação crustal na geração das rochas. Os granitos cálcio-alcálicos de alto K e shoshoníticos relacionados à ambientes compressivos, desenvolvidos em arcos maduros são granodioríticos, monzograníticos e quartzo monzoníticos. A cristalização dos granitoides da Suíte Morro Inglês compreende o intervalo de 600 a 580 Ma (CURY, 2009).

As rochas das ilhas de Balneário Barra do Sul e Tamboretas mostram predominantemente assinatura cálcio-alcálica de alto K. Essa série evidencia a passagem espacial ou temporal do magmatismo cálcio-alcálico orogênico para o alcálico de ambiente intra-placa.

Os diques de diabásio observados na ilha do Norte (Arquipélago de Tamboretas) possuem direção preferencial NW e NE. O dique de orientação NW possivelmente se relaciona com os enxames de diques mesozoicos do Arco de Ponta Grossa. O dique de direção NE é concordante à foliação  $S_{n+1}$ , sugerindo que esta superfície poderia representar uma zona de fraqueza da rocha.

É provável que o Terreno Paranaguá possa compreender a continuação lateral do Cinturão Kaoko e fazer parte da evolução de um cinturão colisional do Neoproterozoico, que balizaria toda área costeira das regiões sul-sudeste do Brasil (SIGA JUNIOR, 1995).

A justaposição do Terreno Paranaguá ocorreu após a colagem dos terrenos Paraná e Luís Alves e esteve relacionada ao contexto de aglutinação dos Crátons Congo-Kalahari com os Crátons São Francisco-Paraná. De acordo com Siga Junior (1995) essa junção encontra-se associada à formação da porção oeste do Supercontinente Gondwana, durante o Neoproterozoico ao Cambro-Ordoviciano.

O padrão estrutural da porção norte do Terreno Paranaguá sugere uma movimentação de SSE para NNW, com cinemática de caráter frontal. Na parte sul do Terreno Paranaguá há indicadores de movimento que mostram sentido sinistral (CURY, 2009). São zonas de cisalhamento responsáveis por colocar juntos domínios distintos (Terreno Paranaguá e Microplacas Curitiba e Luís Alves).

Segundo Cury (2009) o período mais importante do magmatismo de arco magmático com feições sin a tardi-colisionais compreende o intervalo de 600 a 580 Ma. Também obtém registros de magmatismo precoce em 620 a 610 Ma.

O principal período de magmatismo no Cinturão Kaoko se mostra não muito mais jovem que o analisado no Terreno Paranaguá, com idades de 580 a 550 Ma.

## 9. CONCLUSÕES

As ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul são distribuídas ao longo de uma faixa segundo a orientação NE-SW e formadas por rochas ortognaissicas do Complexo São Francisco do Sul e graníticas deformadas da Suíte Morro Inglês.

Os ortognaisses protomiloníticos e miloníticos das ilhas de Balneário Barra do Sul (Remédios e Feia) correspondem ao Complexo São Francisco do Sul (Terreno Paranaguá) e são compostos por granodioritos, sienitos e monzogranitos. Caracterizam-se por um bandamento composicional definido pela intercalação de minerais máficos e félsicos. Apresentam foliação protomilonítica ou milonítica  $S_n$  de baixo ângulo de mergulho, atribuída ao sistema de cavalgamento. A superfície  $S_{n+1}$  constitui uma foliação plano-axial de alto ângulo e natureza transcorrente. Os principais indicadores cinemáticos mostraram movimentação sinistral para esta foliação. A presença de enclaves metaltramáficos em ortognaisses sugere ter havido assimilação de rochas pertencentes ao Complexo Ultramáfico de Barra Velha (Microplaca Luís Alves). As rochas são cálcio-alcálicas e álcali-cálcicas, metaluminosas a peraluminosas e exibem caráter cálcio-alcálico de alto K. As amostras das ilhas de Balneário Barra do Sul são compatíveis com os granitos do tipo I Cordilheirano, gerados na cunha enriquecida do manto com envolvimento de material crustal. Os ortognaisses apresentam termos ricos em enclaves anfibolíticos, o que indica a participação de rochas máficas em sua origem. De acordo com Cury (2009) idades pelo método U-Pb no Complexo São Francisco do Sul caracterizam intervalos de cristalização do zircão no Paleoproterozoico ( $2.173 \pm 18$  Ma), Neoproterozoico ( $626 \pm 25$  Ma) e Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma).

Os granitoides das ilhas de Tamboretas são equivalentes da Suíte Morro Inglês (Terreno Paranaguá), mostram composição monzogranítica e uma foliação  $S_{n+1}$  de alto ângulo, atribuída ao regime transcorrente. Os indicadores cinemáticos caracterizam uma movimentação sinistral em zona de transcorrência. São constituídos por termos porfiríticos, protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. Os granitoides das ilhas de Tamboretas correspondem aos granitos do tipo I Cordilheirano, formados em arcos

magmáticos maduros alterados pela contaminação de um componente crustal. Apresentam caráter shoshonítico a cálcio-alcálico de alto K, com concentrações relativamente altas de U, Cs, Pb, Ba, Rb, Sr,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e ETR. Os dados petrográficos e estruturais indicam que a colocação da Suíte Morro Inglês ocorreu durante o período tardi-colisional. As idades U-Pb (zircão) sugerem um intervalo de 600 a 580 Ma (CURY, 2009).

As texturas e estruturas das rochas que compõem as ilhas de Balneário Barra do Sul e São Francisco do Sul indicam que a deformação ocorreu em temperaturas de 400 a 550°C.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APPI, C.J.; SOUZA CRUZ, C.E. Estratigrafia de sequências na Bacia do Itajaí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, **Anais**, SBG, v. 1, p. 93-107, 1990.

BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their environments. **Lithos**, 46, p. 605-626, 1999.

BASEI, M.A.S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 190 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.D.C.; CASTRO, N.A.; NUTMAN, A.P.; WEMMER, K.; YAMAMOTO, M.T.; HUECK, M.; OSAKO, L.S.; SIGA JUNIOR, O.; PASSARELLI, C.R. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 324-350, 2011.

BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B.; SIGA JUNIOR, O. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Parana and Santa Catarina states, southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências/USP**, São Paulo, v. 29, p. 195-216, 1998.

BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; SIGA JUNIOR, O. The Santa Catarina Granulite Complex of southern Brazil, a review. **Gondwana Research**, v. 1, p. 383-391, 1998a.

BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; PRECIOZZI, P. 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., CAMPO D.A. (Editores) **Tectonic Evolution of South American**. Rio de Janeiro, v. 31, p. 311-334, 2000.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; REIS NETO, J.M. O Batólito Paranaguá: proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais**. Natal: SBG, p. 1684-1699, 1990.

BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. Geocronologia dos terrenos pré-cambrianos a eo-paleozoicos de Santa Catarina. In: SILVA L.A., BERTOLUZZI C.A. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina – 1:500.000**. Florianópolis: DNPM/CPRM, 1987.

BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.

BEACH, A. Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. **Lithos**, Oslo, v. 12, p. 51-58, 1979.

BEACH, A. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.2, p. 257-263, 1980.

BEHRMANN, J.H. Crystal plasticity and superplasticity in quartz: A natural example. **Tectonophysics**, v. 115, p. 101-129, 1985.

BELL, I.A.; WILSON, C.J.L.; McLAREN, A.C.; ETHERIDGE, M.A. Kinks in mica: role of dislocations and (001) cleavage. **Tectonophysics**, v. 127, p. 49-65, 1986b.

BELL, T.H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. **Journal Metamorphic Geology**, Oxford, v. 3, p. 109-118, 1985.

BELL, T.H. Recrystallization of biotite by subgrain rotation. In: Snoke, A.; Tullis, J.; Todd, V.R. (eds) **Fault related rocks – a photographic atlas**. Princeton University Press, New Jersey, p. 272-273, 1998.

BELL, T.H.; CUFF, C. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. **Journal Metamorphic Geology**, Oxford, v. 7, p. 425-447, 1989.

BELL, T.H.; RUBENACH, M.J. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. **Journal Metamorphic Geology**, Oxford, v. 4, p. 37-67, 1986.

BITENCOURT, M.F.; BONGIOLO, E.M.; PHILIPP, R.P.; MORALES, L.F.G.; RUBERT, R.R.; MELO, C.L.; LUFT, J.L. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 35, n. 1, p. 109-136, 2008.

BITENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C.; NARDI, L.V.S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino, Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza, **Atas**, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 214–216, 1989.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite: a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. **Lithos**, v. 73, n. 1, p. 01-19, 2004.

BONIN, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. **Lithos**, v. 78, p. 1-24, 2004.

BONIN, B.; BRANDLEY, P.; BUSSY, F.; DESMONS, J.; EGGEMBERGER, U.; FINGER, F.; GRAF, K.; MARRO, C.; MERCOLLI, I.; OBERRHÄNSLI, R.; PLOQUIN, A.; QUADT VON, A.; RAUMER VON, J.; SCHALTEGGER, U.; STEYRER, H.P.; VISONÀ, D.; VIVIER, G. Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement. In: Raumer von J., Neubauer F. (eds). **The Pre-Mesozoic Geology in the Alps**. Springer Verlag, Berlin, p. 169-199, 1993.

BORGES, F.S.; WHITE, S.H. Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. **Journal Structural Geology**, v. 2, p. 273-280, 1980.

BORRADAILE, G.J.; BAYLY, M.B.; POWELL, C. McA. (Eds). **Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics**. Springer, New York, 1983.

BOULLIER, A.M.; BOUCHEZ, J.L. Le quartz en rubans dans les mylonites. **Bulletin Society Geological**, Paris, v. 7, p. 253-262, 1978.

BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal of Geological Society London**, v. 141, p.413-426, 1984.

BURSNALL, J.T. Mineralization and shear zones. Montreal: **Geological Association of Canada**, v. 6, 300 p., 1989.

CALDASSO, A.L.S.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E.; SILVA, M.A.S. Os granitoides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém. **Anais**. Belém: SBG, v. 3, p. 1104-1116, 1988.



CARTER, N. L.; TSENN, M. C. Flow properties of continental lithosphere. **Tectonophysics**, v. 136, p. 27-63, 1987.

CARVALHO, C.M.B. **Contribuição ao estudo dos maciços gabro-anortosíticos do sul da Bahia, Brasil: mecanismos de deformação e orientação preferencial cristalográfica do plagioclásio**. 239 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2005.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p.173-174, 1974.

CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 42, p. 5-117, 1995.

CITRONI, S.B.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; REIS NETO, J.M. Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 73, n. 4, p. 581-597, 2001.

CLAYBURN, J.A.P.; HARMON, R.S.; PANKHURST, R.J.; BROWN, J.F. Sr, O, and Pb isotope evidence for origin and evolution of Etive Igneous Complex, Scotland: **Nature**, v. 303, p. 492-497, 1983.

CURY, L.F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. 202 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2009.

DAVIS, H. G. **Structural geology of rocks and regions**. New York: John Wiley & Sons, 1984.

DAVIS, G.H.; REYNOLDS, S.J. **Structural Geology of Rocks and Regions** (2nd Edition): New York, John Wiley and Sons, Inc., 776 p., 1996.

DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIM, L.; VIDAL, J.L. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneisses and pegmatites from Occitanie, southern France). **Lithos**, v. 11, p. 113-146, 1978.

DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences**, n. 73, p. 135–149, 1983.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. **Mapa geológico do Estado de Santa Catarina**. Escala 1:500.000. Florianópolis: DNPM, 1986.

ELLIOT, D. Diffusion Flow Laws in Metamorphic Rocks. **Geological Society of American Bulletin**. New York, v. 84, p. 2645-2664, 1973.

ETHERIDGE, M.A.; WALL, U.J. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. **Journal Metamorphic Geological**, Oxford, v. 1, p. 205-226, 1983.

EVANS, J.P. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. **Journal Structural Geology**, v. 10, p. 437-443, 1988.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMMASI, A.S.; PORCHER, C.C. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt; A reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, Carolina do Sul, 1990.

FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M.; FRYER, B.J. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? **Boletim IG-USP**, Publicação Especial, n. 9, p. 35-40, 1991.

FIGUEIREDO, M.C.H.; MCREATH, I.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M. Geochemistry of part of the Santa Catarina Granulitic Complex, southern Brazil: A model of differentiation from high alumina basalts. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 33-40, 1997.

FITZGERALD, J.D.; ETHERIDGE, M.A.; VERNON, R.H. Dynamic recrystallization in a naturally deformed albite. **Textures and Microstructures**, v. 5, p. 219-237, 1983.

FORNARI, A. **Geologia e metalogênese da porção meridional do Cráton Luís Alves-SC**. 136 f. Unpublished PhD Thesis, Institute of Geosciences, University of Campinas, Campinas, 1998.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina de Textos, 584 p. 2012.

FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.42, n.11, p. 2033-2048, 2001.

GAPAIS, D. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. **Geology**, Bolder, v. 17, p. 1144-1147, 1989.

GATES, A.E.; GLOVER, L. Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA. **Journal Structural Geology**, v. 11, p. 407-419, 1989.

GIRARDI, V.A.V. **Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên - PR**. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

GIRARDI, V.A.V. Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 109-124, 1976.

HALLIDAY, A. N.; STEPHENS, W. E. Crustal controls on the genesis of the 400 Ma old Caledonian granites. **Physics of the Earth and planetary interiors**, 35, 84–104, 1984.

HANSON, G.N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 38: 26-43, 1978.

HARARA, O.M.M. **Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozoico III.** 206 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2001.

HARMON, R.S.; BARREIRO, B.A.; MOORBATH, S. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. **Journal of the Geological Society**, London, v. 141, p. 803-822, 1984.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, **Geological Society Special**, publ.19, p. 67-81, 1986.

HARTMANN, L.A. Ocorrência de granulitos em Luis Alves, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Belo Horizonte. Belo Horizonte: **Boletim de Resumos**, SBG, 1976.

HARTMANN, L.A.; BITENCOURT, M.F.; SANTOS, J.O.; MCNAUGHTON, N.; RIVERA, C.B.; BETIOLLO, L. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil based on Zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 6, p. 477-492, 2003.

HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J.; VASCONCELLOS, M.A.Z.; SILVA, L.C. SHRIMP dates recurrent granulite facies metamorphism in the Santa Catarina granulites, southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, n. 4, p. 559-572, 2000.

HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 3, p. 93-112, 1979.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 257-266, 1975.

HAWKESWORTH, C. J.; VOULMER, R. Crustal contamination versus enriched mantle:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  evidence from the Italian volcanics. **Cont. Mineral petrol.** v. 69 151-165, 1979.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Deca, p. 203-234, 2004.

IGLESIAS, C.M.F.; ZERFASS, H.; SILVA, M.A.S.; KLEIN, C. **Mapa Geológico da Folha Joinville – SG.22-Z-B**. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2011.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folha Topográfica de Araquari – SG-22-Z-B-II-4/MI-2870-4**. Escala 1:50.000. Rio de Janeiro: IBGE, 1981.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folha de Joinville – SG.22-Z-B/MIR-519**. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: IBGE, 2004.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folha geomorfológica de Joinville – SG.22-Z-B/MIR-519**. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: IBGE, 2004.

JESSELL, M.W. Grain boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. **Journal of Structural Geology**, v. 9, p. 1007-1014, 1987.

JI, S.; MAINPRICE, D. Naturally deformed fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. **Tectonophysics**, v. 147, p. 145-163, 1988.

KAUL, P.F.T. Pré-Cambriano e Eo-paleozoico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: Reavaliação de dados e correlações com a Africa. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Rio Claro. **Atas**, SBG, v. 1, p. 1-15, 1979.

KAUL, P.F.T. O Cráton de Luis Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. **Anais**. Balneário Camboriú: SBG, v. 5, p. 2677-2683, 1980.

KAUL, P.F.T.; TEIXEIRA, W. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeast, Brazil: an outline of their geological evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1/3, p. 172-82, 1982.

KERRICH, R. Fluid transport in lineaments. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, London, v. 317, p. 219-251, 1986.

KERRICH, R.; BECKINSALE, R.D.; DURHAM, J.J. The transition between deformation regimes dominated by intracrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 38, p. 241-257, 1976.

KNIPE, R. J. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. **Journal Structural Geology**, Oxford, v.11, p. 127-146, 1989.

KRONENBERG, A.K.; KIRBY, S.H.; PIKSTON, J.C. Basal slip and mechanical anisotropy of biotite. **Journal Geophys Res.**, v. 95. p. 19257-19278, 1990.

KRUHL, J.H. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). **Tectonophysics**, v. 135, p. 233-242, 1987.

LAPWORTH, C. The highland controversy in British geology: its causes, course and consequences. **Nature**, v. 32, p. 558-559, 1885.

LE MAITRE, R.W. **Igneous rocks: a classification and glossary terms**. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of the Igneous Rocks. Nova York: Cambridge University Press, 2004.

LISTER, G.S.; SNOKE, A.W. S-C Mylonites. **Journal of Structural Geology**, v. 6, p. 617-638, 1984.

LLOYD, G. E.; FREEMAN, B. Dinamic recrystallisation of quartz and quartzites. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 867-881, 1994.

LOPES, A.P. **Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina**. 119 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

LOPES, O.F. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. **Atas**. Curitiba: SBG, v. 2, p. 481-490, 1987.

MACEDO, M.H.F.; BASEI, M.A.S.; BONHOMME, M.; KAWASHITA, K. Dados geocronológicos referentes as rochas metassedimentares do Grupo Itajaí, Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 1, p. 30-34, 1984.

MACHIAVELLI, A. **Os granitoides deformados da região de Piên (PR): Um provável arco Magmático do Proterozoico Superior**. 89 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozoico Superior na Microplaca Curitiba. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 113-129, 1993.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, **Bulletin**, n. 101, v. 5, p. 635-643, 1989.

MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELOS A.C.B.C. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 3. p. 367-374, 1989.

MARES, V.M.; KRONENBERG, A.K. Experimental deformation of muscovite. **Journal of Structural Geology**, v. 15, p. 1061-1076, 1993.

MCCLAY, K.R. Pressure Solution and Coble Creep in rocks and minerals: a review. **Journal of Geological Society of London**, London, v. 34, p. 57-70, 1977.

MEANS, W.D.; REE, J.H. Seven types of subgrain boundaries in octachloropropane. **Journal of Structural Geology**, v. 10, p. 765-770, 1988.

MENEGON, L.; Pennacchioni, G.; Stü"nitz, H. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 24, p. 553-568, 2006.

MESQUITA, M.J. **Petrografia dos Granitóides Deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.241, 1991.

MINIOLI, B. **Aspectos geológicos da região litorânea de Piçarras, Barra Velha, SC**. 104 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.

MONTARDI, Y.; MAINPRICE, D. A TEM study of the natural plastic deformation of calcic plagioclase (An<sub>68-70</sub>). **Bull. Minéral.** v. 110, p. 1-14, 1987.



MOORE, A.C. Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. **Lithos**, v. 3, p. 123–127, 1970.

MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. **Lithos**; 13, p. 97-108, 1980.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.

NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 23, p. 33-56, 1986.

PASSARELLI, C. R. **Análise estrutural e caracterização do magmatismo da Zona de Cisalhamento Major Gercino, SC**. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

PASSCHIER, C.W. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. **GUA. Pap. Geol. Ser.** v. 116, p. 1-173, 1982.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Berlim: Springer-Verlag, 289 p, 2005.

PEARCE, J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.) **Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich, Shiva**, p. 230-249, 1983.

PEARCE, J.A. Source and settings of granitic rocks. **Episodes**, n. 19, v. 4, p. 120-125, 1996.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, part. 4, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, p. 63-81, 1976.

PLUIJM, B.A.; MARSHAK, S. **Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics**. WCB/McGraw-Hill, Estados Unidos, 494 p. 1997.

PHILIPP, R.P.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M.F.; SOUZA, E.R.; SILVA, M.M.A.; LIZ, J.D.; WILD, F.; AREND, S.T.; OLIVEIRA, A.; DUARTE, L.C.; RIVERA, C.B.; PRADO, M. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 1, p. 21-34, 2004.

PHILIPP, R.P.; MASSONNE, H.J.; THEYE, T.; CAMPOS, R.S. U-Th-Pb EMPA Geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriu Complex, SC, Southern Brazil: evidences for the collisional and post-collisional events in the Dom Feliciano belt. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. **Boletim de Resumos Expandidos**, São Paulo, p. 289-291, 2009.

PITCHER, W.S. Structural control of batholith emplacement in Peru: a review. **J. Geol. Soc. London**, 133: 249-356, 1977.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: Mountain Building Processes. K.S. Hsu (ed.), **Academic Press**, p. 19-40, 1982.

PITCHER, W. S. **The nature and origin of granite**. Grã-Bretanha: Editora Blackie Academic & Professional, 1983.

PRYER L.L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. **Journal Structural Geology**, v. 15, p. 21-36, 1993.

RAGAN, D.M. **Structural geology, an introduction to geometrical techniques** (3rd. ed.). John Wiley & Sons, New York, 393 p, 1985.

RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks**. MCGRAW-HILL, New York, 1967.

RAMSAY, J.G. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, n. 2, p. 83-99, 1980.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The Techniques of Modern Structural Geology**. 3 vol., Academic Press, London, 806 p, 1983.

RICKARD, M.J. A classification diagram for fold orientation. **Geological Magazine**, v. 108, p. 23-26, 1971.

RIVERA, C.B.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 3, p. 13-24, 2004.

ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Grã Bretanha: Longman Group UK Ltd, 352 p., 1993.

ROSTIROLLA, S.P.; ALKMIM, F.F.; SOARES, P.C. Análise estrutural da tectônica deformadora da Bacia de Itajaí, SC, Brazil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 6, p. 123-147, 1992.

ROTTURA, A.; BARGOSSO, G.M.; CAGGIANELLI, A.; DEL MORO, A.; VISONÀ, D.; TRANNE, C.A. Origin and significance of the Permian high-K calc-

alkaline magmatism in the centraleastern Southern Alps, Italy. **Lithos**, v. 45, p. 329-348, 1998.

RUTTER, E.H. Pressure solution in nature, theory and experiment. **Geological Society of London Journal**, v. 140, p. 725-740, 1983.

SCHEDL, A.; PLUIJM, B.A. A review of Deformation Microstructures. **Journal of Geological Education**, v. 36, p. 111, 1988.

SCHMID, S. M. Microfabric studies as conditions of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Mountain Building Processes (edited by Hsu, K. J.). **Academic Press**, London, p. 95-110, 1982.

SCHOLZ, C.H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. **Geol. Rundsch.** 77(I):319-328, 1988.

SCHULZ JUNIOR, A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. **Geologia da quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina**. DNPM: Porto Alegre, 109 p, 1969.

SHEA, W.T.; KRONENBERG, A.K. Rheology and deformation mechanisms of an isotropic micaschist. **Journal Geophys Res**, v. 97, p. 15201-15237, 1992.

SIBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of Geological Society of London**, v. 133, p. 191-213, 1977.

SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução Crustal**. 212 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. **Jornadas Científicas do Instituto de Geociências**, USP, Boletim especial, p. 116-118, 1990.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; BUBA, R.M. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. Balneário Camboriú: **Boletim de resumos expandidos**, SBG, v. 2, p. 400-401, 1994.

SILVA, L.C. Os terrenos de médio a alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG, v. 3, p. 3069-3080, 1984.

SILVA, L.C. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozoico de Santa Catarina. In: SILVA L.C., BORTOLUZZI C.A., (editores) **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: DNPM/CODISC. Escala 1: 50 000. p. 11-90, 1987.

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

SILVA, L.C. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil, 134 p, 2006.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M.M.; SCANDOLARA, J.; RMAGRAB, G.; WILDNER, W.; ANGELIM, L.A.; VASCONVELOS, A.M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M.E.S.; SANDER, A.; ROSA, A.L.Z. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira

Meridional e Rio Negro-Juruena. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32 n. 4, p. 529-544, 2002.

SILVA, L.C.; DIAS, A. A. **Projeto Timbó-Barra Velha, SC, BRASIL**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 282 p, 1981.

SILVA, L.C.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, J.R. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. **American Mineralogist**, v. 18, p. 649–667, 2000.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. **Short Papers**, Salvador, CBPM, v. 2, p. 687-690, 2003.

SPRY, A. **Metamorphic textures**. Pergamon Press, Oxford, 1969.

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCMID, S. M. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700°C. **Journal of Structural Geology**, v. 24, p. 1861-1884, 2002.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society Publication**, n.42, p.313-345. 1989.

SYLVESTER, P. J. Post-Collision strongly peraluminous granites. **Lithos**, v. 45, p. 29-44, 1998.

THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an

elemental approach. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Serie A, v.310, p.549-590, 1984.

TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C.; SILVA, M.A.S. **Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC, BRASIL**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 303 p. 1978.

TROUW, R.A.J.; PASSCHIER, C.W.; WIERSMA, D.J. **Atlas of Mylonites and related microstructures**. Berlin, Springer-Verlag, 289 p, 2010.

TULLIS, J. Deformation of feldspar. In: Ribbe, P.H (ed), **Feldspar Mineralogy. Mineralogical Society of America**, Washington, n. 2, p. 297- 323, 1983.

TULLIS, J.; YUND, R.A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspars: mechanism and microstructures. **Geology**, v. 15, p. 606-609, 1987.

TULLIS, J.; YUND, R.A. Diffusion creep in feldspars aggregates: experimental evidence. **Journal of Structural Geology**, v. 13, p. 987-1000, 1991.

UFRGS. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre**. 1 mapa color., 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 1999.

ULLEMEYER, K.; HELMING, K.; SIEGESMUND, S. Quantitative texture analysis of plagioclase. In: Bunge, H.J.; Siegesmund, S.; Skrotzki, W.; Weber, K. (Eds.) **Textures of Geological Materials**. Deutsche Gesellschaft für Metallkunde, Oberursel, p. 93-108, 1994.

VAUCHEZ, A. Microstructure of rocks and deformation mechanism. Curso in: **Congresso Brasileiro de Geologia**, n. 36, Natal, 1990.

VERNON, R.H. Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. **Tectonophysics**, n. 78, p. 601-612, 1981.

VOLL, G. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina nappe, Swissalps, and its geological significance. **Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.**, v. 56, p. 641-647, 1976.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to mineralogy and petrology**, v.95, p.407-419, 1987.

WHITE, J.C.; MAWER, C.K. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Soud, Canada. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 8, p. 133-143, 1986.

WHITE, S. Geological significance of recovery and recrystalization processes in quartz. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 39, p. 143-169, 1977.

WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPREYS, F.J. On mylonites in ductile shear zones. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 2, p. 175-187, 1980.

WILSON, C.J.L. Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. **Journal of Structural Geology**, v. 2, p. 203-209, 1980.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis**. Unwin Hyman Ed. London, UK. 466 p, 1989.

WINKLER, H.G.F. **Petrogênese das rochas metamórficas**. Editora Edgard Blücher Ltda, Porto Alegre, 254 p, 1977.

YARDLEY, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica** - Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. Editora Universidade de Brasília, Brasília, 432 p., 2004.

ZANINI, L.F.P.; BRANCO, P.M.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Florianópolis (Folha SH.22-Z-



D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI). Brasília, CPRM. Mapas. Escala 1:100 000. 252 p., 1997.

ZWART, H. J.; MARTENS, M.; VAN DER MOLEN, I.; PASSCHIER, C. W.; SPIERS, C.; VISSERS, R. C. M. (editors). Macro-Meso-Micro Deformation. **Tectonophysics**, n. 135, 1987.

## DOCUMENTOS CONSULTADOS

ECO, H. **Como se faz uma tese**. Editora Perspectiva, São Paulo, 168p, 2001.

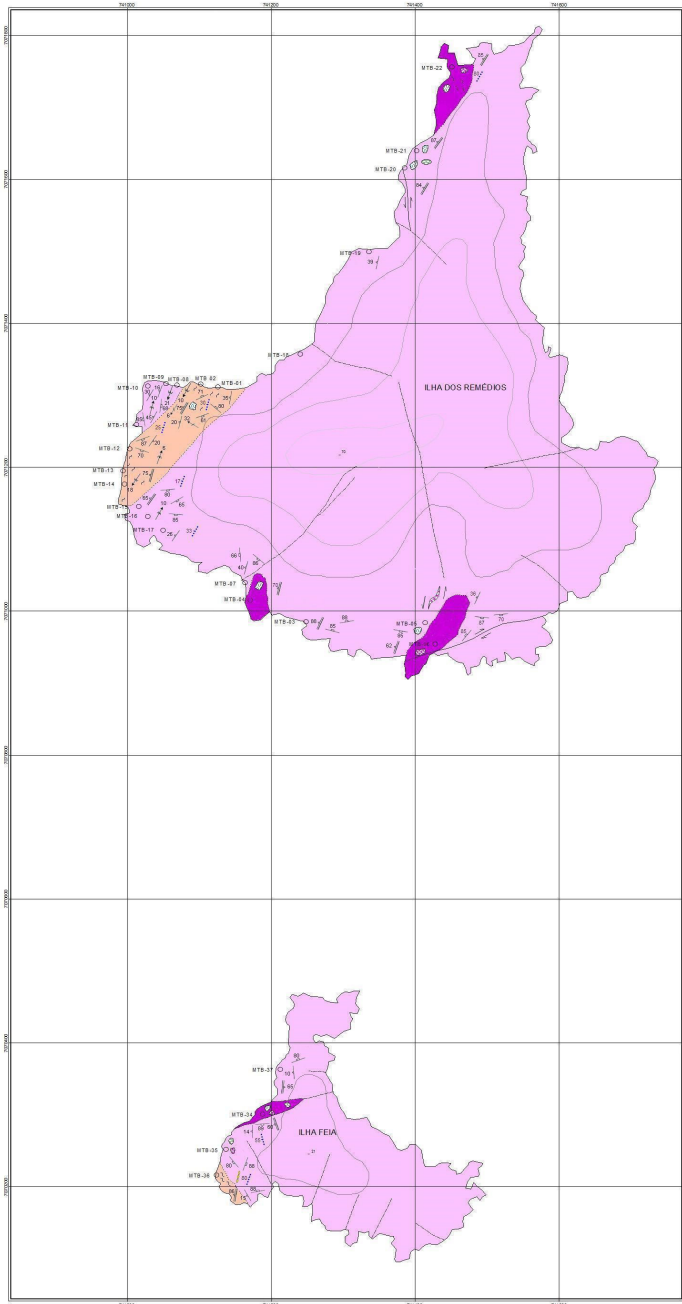
HOUAISS, A.; VILLAR, M. S. **Dicionário Houaiss da Língua Portuguesa**. Rio de Janeiro: Objetiva, 2001.

MICHAELIS: moderno dicionário da língua portuguesa. São Paulo: Companhia Melhoramentos, 1998-(Dicionários Michaelis). 2259p.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. Sistema de Bibliotecas. **Relatórios**. Curitiba: Editora UFPR, 2000. (Normas para a apresentação de documentos científicos, 5).

**ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO  
SUL**

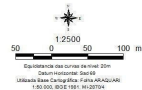
# MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL



## LEGENDA

- Ortogneisse protomilonítico
- Ortogneisse milonítico
- Ortogneisse protomilonítico/milonítico
- Enclaves anfibolíticos
- Enclaves gnáissicos
- Enclaves metultramáficos
- Pontos geológicos descritos
- Contato definido
- Contato inferido
- Foliação S<sub>n+1</sub>
- Foliação S<sub>n</sub>
- Fratura
- Lineação de estiramento mineral
- Eixo de dobra
- Zona de cisalhamento
- Bolsões elípticos quartzo-feldspáticos
- Veios de quartzo
- Falhas
- Lineamentos fotointerpretados
- Curvas de nível
- Pontos cotados

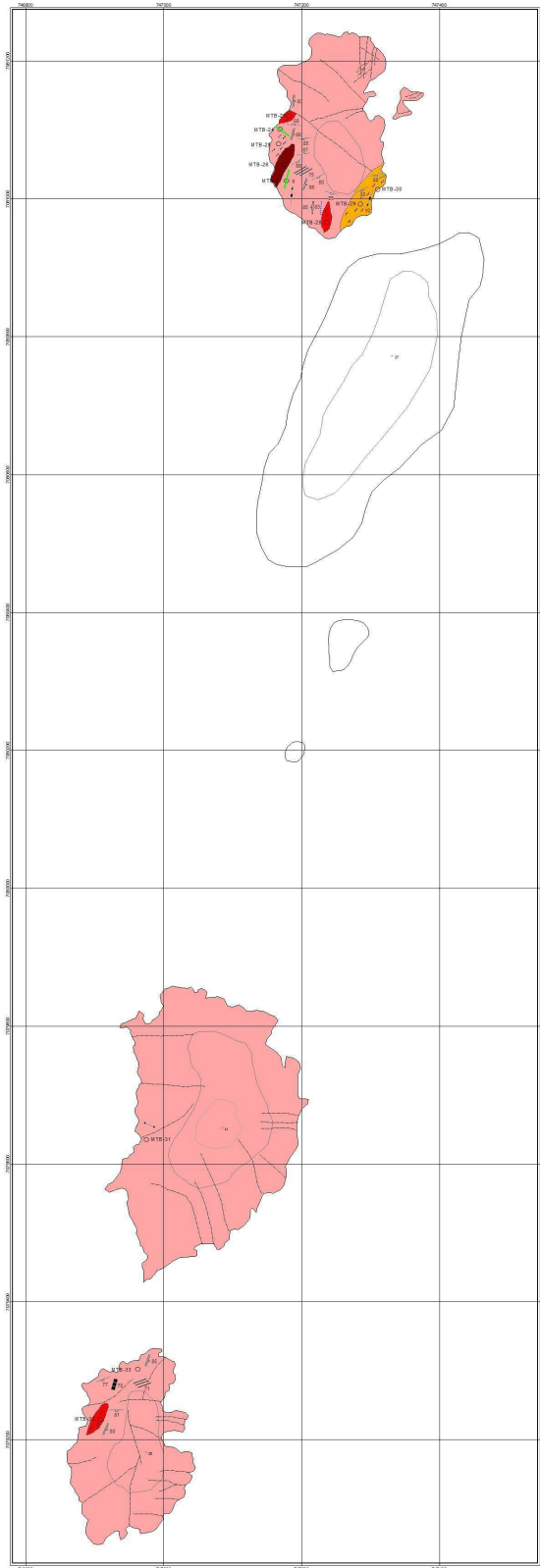
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA		 Departamento de Geologia
<b>MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE BALNEÁRIO BARRA DO SUL</b>		
Aluno: Michelangelo Tassi Baldo Mapa Integrante de dissertação de Mestrado:	Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Brito Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury	Data: julho de 2014 ESCALA: 1:2.500



Coordenadas dos pontos: Altim. 2011  
 Observado no campo  
 Utilizou Base Cartográfica: FERRAZ/ANJOS  
 1:50.000, UTM, 18S, NAD83

**ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE SÃO FRANCISCO DO SUL**

# MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE SÃO FRANCISCO DO SUL



## LEGENDA

- Diques de diabásio
- Granitos porfíricos deformados
- Granitos miobásicos
- Granitos protomiobásicos
- Granitos ultramiobásicos
- Pontos geológicos descritos
- Contato definido
- - - Contato inferido
- ▬ Foliação S1-1
- ▬ Fatura
- ▬ Fatura escalonada
- ▬ Lineação de estiramento
- ▬ Zona de cisalhamento
- ▬ Dique quartzo-feldspático
- ▬ Veio apítico
- ▬ Veio de quartzo
- ▬ Lineamentos fotointerpretados
- Curvas de nível
- Pontos cotados

	UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA	
<b>MAPA GEOLÓGICO DAS ILHAS DE SÃO FRANCISCO DO SUL</b>		
Aluno: Michelangelo Tress Blasin	Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Menezes Blasin	Data: julho de 2014
Título: Mapa integrante de dissertação de Mestrado	Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo Fabelury	ESCALA: 1:2.500

