

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

Alysson Felipe de Freitas

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS IGNIMBRITOS DA
SUÍTE CAMBIRELA NA REGIÃO DE PÂNTANO DO SUL, ILHA DE SANTA
CATARINA**

Florianópolis

2022

Alysson Felipe de Freitas

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS IGNIMBRITOS DA
SUÍTE CAMBIRELA NA REGIÃO DE PÂNTANO DO SUL, ILHA DE SANTA
CATARINA**

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

Orientador(a): Prof. Dra. Luana Moreira Florisbal

Florianópolis

2022

Freitas, Alysson

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS IGNIMBRITOS DA SUÍTE CAMBIRELA NA REGIÃO DE PÂNTANO DO SUL, ILHA DE SANTA CATARINA / Alysson Freitas ; orientador, Luana Florisbal , 2022.

59 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Suíte Cambirela. 3. Sistemas plutono vulcânicos rasos. 4. Ignimbritos. 5. Sul da Ilha de Santa Catarina. I. Florisbal , Luana. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

Alysson Felipe de Freitas

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS IGNIMBRITOS DA SUÍTE
CAMBIRELA NA REGIÃO DE PÂNTANO DO SUL, ILHA DE SANTA CATARINA**

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

Florianópolis, 21 de março de 2022



Documento assinado digitalmente
Neivaldo Araujo de Castro
Data: 24/03/2022 11:09:31-0300
CPF: 733.324.459-87
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Dr. Neivaldo A. Castro
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:



Documento assinado digitalmente
Luana Moreira Florisbal
Data: 21/03/2022 11:03:25-0300
CPF: 003.477.040-26
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof.^a Dr.^a Luana Moreira Florisbal
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina



Documento assinado digitalmente
Breno Leitao Waichel
Data: 23/03/2022 08:30:30-0300
CPF: 675.202.350-68
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Breno Leitão Waichel Dr.
Avaliador
Universidade Federal de Santa Catarina



Documento assinado digitalmente
Roberto Sacks de Campos
Data: 21/03/2022 11:41:49-0300
CPF: 979.831.440-91
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Roberto Sacks de Campos, Dr.
Avaliador
Universidade Federal de Santa Catarina

Dedico este trabalho à minha mãe e a todos os meus amigos.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a minha mãe, por toda sua dedicação e esforço. Sem ela não teria chegado até aqui.

Agradeço a minha orientadora Prof.^a Luana, por todos os ensinamentos, pela constante compressão e atenção até mesmo em finais de semana e também por toda sua empolgação e dedicação.

Agradeço ainda os amigos que acompanharam ao longo de toda a graduação, em especial o Alex Trevisan e o Bruno Gonzatto, pela amizade e por todos os ótimos momentos que passamos nas salas de aula e nos campos.

Agradeço ao Yuri Mestnik, por toda confiança, apoio e conselhos e também aos meus primeiros amigos em Floripa, o Chicão (João Francisco Alves Mendes) e o Mateus Simplício.

RESUMO

O Batólito de Florianópolis abrange uma grande diversidade de corpos plutônicos com raras ocorrências de rochas vulcânicas associadas, resultante do magmatismo Neoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano (~630-590 Ma). O magmatismo tardio do Batólito Florianópolis (590 Ma) abrange rochas plutônicas, hipabissais e vulcânicas, que caracterizam sistemas magmáticos rasos. Neste contexto, a Suíte Cambirela, localizada na região sul deste batólito, representa o estágio final desta atividade magmática, e abrange rochas ácidas, como os granitos Ilha e Itacorumbi, rochas hipabissais e o Ignimbrito Cambirela. A Ilha de Santa Catarina é formada principalmente pelas unidades da Suíte Cambirela e, na região de estudo, localizada no sul da ilha, há um predomínio de rochas piroclásticas identificadas como ignimbritos fortemente soldados com foliação magmática bem marcada. O presente trabalho apresenta dados geológicos e estruturais de detalhe, coletados em duas seções geológicas na região do Pântano do Sul, com intuito de identificar texturas, estruturas e relação espacial entre as diferentes litofácies dos ignimbritos. Com o desenvolvimento deste trabalho, foi possível identificar a ampla predominância de ignimbritos na área, com algumas ocorrências de xenólitos de rochas graníticas e diques básicos relacionados ao magmatismo da Província Magmática Paraná Etendeka. Foram individualizadas três litofácies nos ignimbritos, definidas pela textura e granulometria, sem significado genético ou estratigráfico: (i) lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica; (ii) lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica e (iii) lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica. A foliação magmática é melhor desenvolvida nas litofácies de textura eutaxítica, onde a foliação é marcada pela orientação do plano de achatamento dos fiammes e também pela orientação decristais tabulares de feldspatos. Esta foliação tem direção predominantemente N-S a NE e SE com alto ângulo de mergulho. Falhas normais e transcorrentes foram identificadas ao longo dos perfis e parecem estar relacionadas com o basculamento das litofácies identificadas.

Palavras-chave: Suíte Cambirela; Sistema plutono-vulcânico raso; Ignimbrito Cambirela; Sul da Ilha de Santa Catarina.

ABSTRACT

The Florianópolis Batholith comprises a huge diversity of plutonic bodies with rare occurrence of associated volcanic rocks, as a result of the Neoproterozoic magmatism of the Dom Feliciano Belt (630-590 Ma). The late-phase magmatism of the Florianópolis Batholith (590 Ma) encompasses plutonic, hypabissal and volcanic rocks, that characterize shallow level magmatic systems. In such context, the Cambirela Suit, located in the southern portion of this batholith, represents the final stage of this magmatic activity, and comprise acidic rocks, such as the Ilha and Itacorumbi granites, hypabissal rocks and the Cambirela Ignimbrite. The Santa Catarina Island is formed mainly by the Cambirela Suit units and, in the studied region, South Island, there is a predominance of pyroclastic rocks identified as strongly welded ignimbrites with well-marked magmatic foliation. This work presents detailed geological and structural data, collected in two geological sections in the Pântano do Sul region, in order to identify textures, structures and spatial relationship between the different lithofacies of the ignimbrites. With the development of this work, it was possible to identify the wide predominance of ignimbrites in the area, with some occurrences of xenoliths of granitic rocks and basic dykes related to the magmatism of the Paraná Etendeka Magmatic Province. Three lithofacies were individualized in the ignimbrites, defined by texture and granulometry, with no genetic or stratigraphic meaning: (i) lapili tuff with high content of crystals, bombs and lithic fragments and eutaxitic texture; (ii) lapili tuff with low crystal content and eutaxitic texture and (iii) lapili-tuff with high crystal content and eutaxitic and parataxitic texture. Magmatic foliation is better developed in the lithofacies with eutaxitic texture, where foliation is marked by the orientation of the flattening plane of the fiammes and also by the orientation of tabular feldspar crystals. This foliation has predominantly N-S to NE and SE direction with a high dip angle. Normal and transcurrent faults were identified along the profiles and seem to be related to the tilting of the identified lithofacies.

Key-words: Cambirela Suit; Shallow Level Plutono volcanic system; Cambirela Ignimbrite; South of Santa Catarina Island.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1A - Localização área de estudo e vias de acesso e B – Acessos aos afloramentos	17
Figura 2A) Esquematização de uma coluna eruptiva com geração de fluxos piroclásticos (adaptado de FISHER, 1966) e B) Seção típica de depósitos piroclásticos (adaptado de SPARKS et al., 1973). Figura extraída de POLO, 2008.....	21
Figura 3: Classificação genética dos depósitos vulcânicos. Modificado de McPhie et al. (1993).....	22
Figura 4: Esquematização dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).	23
Figura 5: Esquematização da evolução de um reservatório magmático do tipo mush: (A) Estágio de baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais em suspensão por correntes de convecção, (B) Estágio de média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): ausência de convecção e alta permeabilidade favorece a separação entre cristal-melt, e (C) Estágio de alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): não há extração eficiente do melt por compactação. Extraído de Bachmann e Bergantz (2008).....	25
Figura 6: Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (extraído de Sommer et al., 2003)	26
Figura 7: Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos (extraído de Sommer et al., 2003).	27
Figura 8: a) Mapa esquemático da Província Mantiqueira e suas principais subdivisões. Modificado de Costa e Nascimento, 2015 e Phillip et al., 2016.....	29

Figura 9: Localização do orógeno Dom Feliciano no Gondwana Ocidental. b) – Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai e as principais zonas de cisalhamento existentes. (Modificado de Hueck et al. (2018) e Phillip et al. (2016).....31

Figura 10: Contexto geológico regional. A) Domínio interno, central e externo do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Catarinense e falhas que os delimitam (adaptado de Basei et al., 2011a).32

Figura 11: Seções Geológicas propostas para a área de estudos. Perfil NW-SE (A-B) entre a Praia da Armação e a Ponta da Lagoinha (Perfil 1) e perfil composto W-E entre o Pântano do Sul até o Morro da Coroa e (C-D e E-F) entre Morro da Coroa e a Praia e (C-D e E-F) entre Morro da Coroa e a Praia da Lagoinha do Leste (Perfil 2). Estereogramas ilustram a variação da foliação magmática ao longo dos perfis, ilustrada na seção como traços.38

Figura 12: Litofácies lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica. Vista em planta de ignimbrito com textura eutaxítica, rico em cristais e aspecto porfirítico.39

Figura 13: Fragmento lítico de rocha porfirítica, de formato arredondado na porção central da foto. Ponta das Campanhas.40

Figura 14: Fragmento lítico de material rico em sílica, de formato geométrico na porção central inferior da foto. Ponta das Campanhas, Praia do Matadeiro.....40

Figura 15: Ignimbrito fortemente soldado com textura eutaxítica. O plano de achatamento dos fiammes define a foliação magmática de alto ângulo. Ponta das Campanhas.41

Figura 16: Lapili tufo com baixo conteúdo de cristais. Ponta do Quebra Remo.....42

Figura 17: Litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica. Vista em planta. Aspecto porfirítico da rocha com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica. Ponta S da Lagoinha do Leste.....43

Figura 18: Foliação magmática vertical marcada pelo plano de achatamento dos <i>fiammes</i> e orientação de alguns cristais. Vista em perfil. Ponta S da Lagoinha do Leste.	44
Figura 19: Disjunções colunares verticais bem marcadas. Morro da Coroa	45
Figura 20: Disjunções colunares bem marcadas com formas geométricas bem definidas. Não in situ. Ponta S da Praia da Lagoinha do Leste.	46
Figura 21: Geoformas típicas da região do Morro da Coroa e Lagoinha do Leste dadas pela disposição das disjunções desenvolvidas na litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica. Vista para N da Praia da Lagoinha do Leste	46
Figura 22: Aspectos texturais do granito equigranular médio a grosso com anfibólio que ocorre na ponta S da Praia da Lagoinha do Leste	47
Figura 23: Vista em planta do contato em dique de diabásio com o granito. Ponta S da Praia da Lagoinha do Leste.	48
Figura 24: Estereogramas com os polos dos planos de falhas presentes na área de estudo, todos apresentando alto mergulho.....	49
Figura 25: Zona de falha de aproximadamente 40 cm nos ignimbritos, com veios pegmatíticos deslocados e fissuras preenchidas por material rico em quartzo. Vista em planta. Ponta do Facão.....	50
Figura 26: Plano de falha de direção SW, subvertical, com degraus de falha apontando na direção N, indicando uma falha de componente oblíqua e deslocamento sinistral. Praia do Matadeiro.....	50
Figura 27: Dique básico da região da Ponta do Quebra Remo (Perfil 1). A) Visão geral do afloramento de dimensões decamétricas de um dique básico, de textura afanítica, com disjunções horizontais e verticais; B) Plano de falha com estrias em baixo ângulo.....	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem Selecionados (extraído de Sommer et al., 2003)	25
Tabela 2. Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981)	26

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BF – Batólito Florianópolis

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

gI – Granito Ilha

gIt – Granito Itacorumbi

GPS (Global Positioning System)

IUGS – *International Union of Geological Sciences* (União Internacional das Ciências Geológicas)

RC – Riolito Cambirela

RH - Rochas Hipabissais

SIG – Sistema de Informações Geográficas

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

SUMÁRIO

1- INTRODUÇÃO	15
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	16
2 - OBJETIVOS	18
2.1 OBJETIVO PRINCIPAL	18
3 - JUSTIFICATIVA	18
4- ETAPAS DE TRABALHO E MÉTODOS.....	18
4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
4.2 ELABORAÇÃO DE BASE DE DADOS E PRÉ-CAMPO	19
4.3 COLETA DE DADOS E AMOSTRAS	19
4.4 ANÁLISE DOS DADOS ESTRUTURAIIS	19
5 - REVISÃO CONCEITUAL	20
5.1 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS RASOS	20
5.1.1 Dinâmica de transporte e deposição.....	21
5.1.2 Classificação genética e litológica de depósitos piroclásticos.....	23
5.1.3 Processos físicos e texturas em rochas plutônicas e hipabissais	27
6 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO & GEOLOGIA REGIONAL.....	29
6.1 O CINTURÃO DOM FELICIANO	30
6.2. Batólito Florianópolis.....	33
6.1.1 Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela.....	34
7 - RESULTADOS	37
8 - DISCUSSÕES	52
9 - CONCLUSÕES	54
10 - REFERÊNCIAS	55

1 INTRODUÇÃO

Sistemas plutono-vulcânicos rasos caracterizam-se pela baixa profundidade na crosta do seu reservatório magmático ($\leq 15\text{km}$), sendo este alimentado por uma fonte de magma mais profunda, com a sua existência sendo estabelecida por pelo menos três linhas de evidência: métodos geofísicos; estudos de corpos plutônicos exumados e erupções vulcânicas em grandes volumes (BACHMANN; BERGANTZ, 2008). Segundo Llambías et al., 2008, os principais processos que desencadeiam as erupções vulcânicas nestes reservatórios são relacionados à liberação repentina da pressão confinante, com a maioria das erupções explosivas envolvendo magmas de composição dacítica a riolítica que são responsáveis pela formação de uma variedade de rochas piroclásticas, especialmente ignimbritos.

A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (ZANINI et al., 1997), pertencente ao Batólito Florianópolis está situada na porção leste de Santa Catarina, abrange uma série de rochas magmáticas com feições transicionais entre rochas plutônicas e vulcânicas, sugerindo que a mesma constitui um sistema plutono-vulcânico raso. A Suíte Cambirela, foi redenominada por Bitencourt et al. (2008), e abrange os Granitos Ilha ($587 \pm 6\text{ Ma}$; Janasi et al., 2015b) e Itacorumbi ($594 \pm 2,8$; Corrêa, 2016), unidades vulcânicas, como o Riolito Cambirela ($574 \pm 1,8$; Corrêa, 2016) e ignimbritos ($580 \pm 5\text{ Ma}$, JANASI et al. 2015), e rochas hipabissais básicas. Os granitos Ilha e Itacorumbi são constituídos de monzogranitos a sienogranitos, e se diferenciam principalmente por suas texturas e composições, onde o Granito Ilha apresenta textura alotriomórfica, equigranular média a grossa e em fácies leucogranítica e biotítica enquanto o Itacorumbi, constitui um hornblenda-biotita monzogranito, de textura porfirítica e matriz fina com fenocristais de K-Feldspato, com quartzo e plagioclásio subordinados (BITENCOURT et al., 2008). Na Sequência Vulcânica Ácida Cambirela os depósitos piroclástico, ocupam a maior parte e volume da sequência (SANTOS ET AL., 2019).

Na região do Sul da Ilha de Santa Catarina, área do presente estudo, Tomazzoli & Pellerin (2015) apresentaram um estudo de mapeamento (1:50.000) onde relatam a predominância de tufos e ignimbritos indiferenciados, frequentemente associados às rochas graníticas, sendo esta associação cortada por diques básicos. Embora este trabalho apresente uma cartografia mais atualizada da área, são poucos os dados estruturais apresentados. Dado que os ignimbritos ocorrem em disposições espaciais distintas, sendo ora horizontais e ora

verticais, o presente trabalho consiste num estudo de mapeamento de detalhe, com coleta de dados estruturais de foliações magmáticas e indicadores cinemáticos em zonas de falha ao longo de uma seção geológica, com objetivo realizar uma análise estrutural dos ignimbritos presentes na região compreendida entre as praias da Armação e Lagoinha do Leste.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo situa-se no sul da Ilha de Santa Catarina. A partir da sede da UFSC, os acessos se dão através da Rodovia João Nilson Zunino, saída para Aeroporto via Rodovia Governador Aderbal Ramos da Silva, seguindo pela SC-405 e Rodovia Francisco Thomaz dos Santos até a Estrada João Belarmino da Silva as Praias da Armação e do Pântano do Sul. Os acessos para os afloramentos são feitos por dois caminhamentos através de trilhas: (i) acesso pela Praia da Armação, passando pela Praia do Matadeiro e com caminhamento NW-SE ao longo do Costão até a Praia da Lagoinha do Leste e (ii) acesso pelo Pântano do Sul, com caminhamento E-W até o Morro da Coroa. A figura 1 ilustra o trajeto a partir da sede (Fig. 1a), bem como os acessos utilizados para chegar aos afloramentos (Fig. 1b).

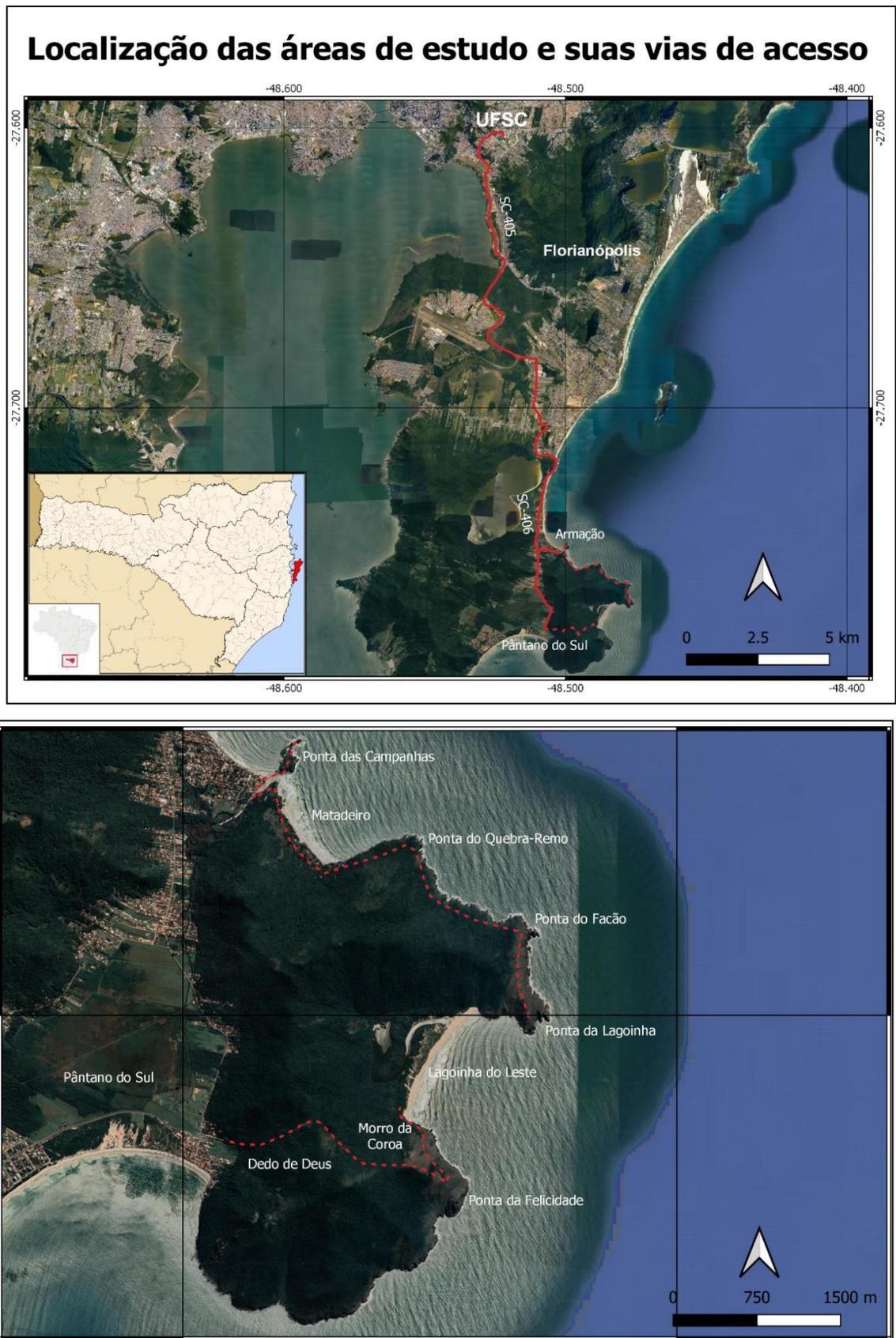


Figura 1A - Localização área de estudo e vias de acesso e B – Acessos aos afloramentos

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO PRINCIPAL

O objetivo principal deste trabalho é realizar uma análise da variação lateral das texturas e características estruturais dos ignimbritos da Suíte Cambirela, sul da Ilha de Santa Catarina, compreendido entre as Praias da Armação e Lagoinha do Leste, região de Pântano do Sul.

3 JUSTIFICATIVA

Apesar das várias pesquisas geológicas e dos trabalhos de mapeamentos recentes realizados na Ilha de Santa Catarina, não existem estudos de detalhe que demonstrem a variação lateral das texturas dos ignimbritos estudados e/ou focados em geologia estrutural destas unidades.

Desta forma, um estudo de maior detalhe, ao longo de seções geológicas onde ocorrem as melhores exposições de rocha, com enfoque na descrição textural e estrutural se faz necessário para aprimorar a compreensão das unidades relacionadas ao magmatismo plutono-vulcânico raso do Batólito Florianópolis.

4 ETAPAS DE TRABALHO E MÉTODOS

Este trabalho foi estruturado em quatro etapas principais: revisão bibliográfica; elaboração de base de dados; coleta de dados amostras e a análise dos dados estruturais em mesoescala.

4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta etapa foi construído o embasamento teórico com relação ao tema abordado neste trabalho. Foi realizada uma compilação e análise dos trabalhos anteriormente publicados

relacionados a geologia local e regional, abrangendo artigos, teses, dissertações, relatórios, mapas e livros, com intuito de auxiliar no planejamento do projeto.

Foram consultados trabalhos de diversos autores referentes à Província Mantiqueira, ao Cinturão Dom Feliciano, ao Batólito Florianópolis e a Suíte Cambirela. Foram revisados ainda trabalhos sobre os reservatórios magmáticos rasos, para melhor entendimento da sua caracterização e classificação.

4.2 ELABORAÇÃO DE BASE DE DADOS E PRÉ-CAMPO

Inicialmente foi criado em ambiente SIG um banco de dados para a delimitação da área do mapeamento. Utilizando o Google Earth e o QGIS foi confeccionado um mapa base de campo, com acessos e possíveis afloramentos para facilitar a coleta de dados em campo.

A aquisição e preparação de materiais de campo, como: bússolas, aparelhos de GPS, marretas e trena, deram-se como fim da etapa pré campo.

4.3 COLETA DE DADOS E AMOSTRAS

As atividades de campo foram realizadas em duas etapas, a primeira em novembro de 2021 entre a Praia da Armação e Ponta da Lagoinha e a segunda em dezembro de 2021 entre o começo da trilha no Pântano do Sul e o Morro da Coroa.

O trabalho de campo consistiu na descrição detalhada de afloramentos em blocos e lajeados. Foram descritas e coletadas amostras de rocha *in situ*. Foram tomadas medidas de foliação magmática, planos de falhas e indicadores cinemáticos com uso de bússola Clar, e o registro fotográfico de características diagnósticas dos afloramentos (texturas e estruturas).

4.4 ANÁLISE DOS DADOS ESTRUTURAIIS

Os dados estruturais como direção dos diques/brechas, planos de falha, estrias de falha e foliação, foram integrados e interpretados com o auxílio de estereogramas, segundo o método descrito por Lisle e Leyshon (2004). Os estereogramas foram produzidos com o software Stereonet 11.3.0 (ALLMENDINGER; CARDOZO; FISHER, 2013)

5 REVISÃO CONCEITUAL

5.1 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS RASOS

A forma que os magmas se comportam nos reservatórios magmáticos é afetada pela quantidade de partículas sólidas (cristais) presentes e também pela pressão, temperatura e composição química, com a quantidade de cristais podendo variar de 0 a 100% (BACHMANN; BERGANTZ, 2008).

Os magmas podem fluir quando a fração de cristal se situa entre 0 e 50%. Entre 50 a 60% um limiar mecânico crítico é alcançado e os cristais começam a se tocar, formando um arcabouço rígido, que não pode mais fluir ou entrar em erupção (MARCH, 1981).

Portanto, os reservatórios magmáticos se comportam como uma região contínua onde magmas eruptíveis com fração de cristais <50% estão armazenados, e os *crystal mushes*, se comportam como magmas rígidos ou semi-rígidos, com fração de cristais >50%. Câmaras de magmas e *crystal mushes* juntos formam o que chamamos de reservatórios magmáticos (BACHMANN; BERGANTZ, 2008).

Os reservatórios de magma podem se formar em diferentes profundidades na crosta, preferencialmente em grandes transições na densidade ou na resistência da rocha. A maioria das erupções é alimentada a partir de câmaras magmáticas localizadas entre 4 e 10 km de profundidade (BACHMANN; BERGANTZ, 2008).

Sistemas plutono-vulcânicos rasos caracterizam-se pela baixa profundidade na crosta do seu reservatório magmático (≤ 15 km), sendo este alimentado por uma fonte de magma mais profunda, com a sua existência sendo estabelecida por pelo menos três linhas de evidência: (1) métodos geofísicos; (2) estudos de corpos plutônicos exumados e (3) erupções vulcânicas em grandes volumes (BACHMANN; BERGANTZ, 2008).

A formação de um sistema raso se dá através de pulsos magmáticos recorrentes, onde o acúmulo de magma forma um reservatório em menor profundidade, alimentado por uma câmara mais profunda, sendo comumente associada à pressurização. Logo os processos mecânicos de sistemas rasos são diferentes dos mais profundos, levando em consideração as diferentes condições de temperatura, pressão e composição do magma (PAPALE *et al.*, 2017).

Em reservatórios cuja composição é de um magma riolítico (>70% SiO₂) dois processos principais ocorrem: a incorporação de SiO₂ e H₂O através da fusão parcial de rochas

graníticas da crosta na ascensão do magma menos evoluído, e a cristalização fracionada, onde SiO_2 e H_2O tendem a permanecer no líquido, e assim, cristais mais densos e pobres em sílica, são separados por ação gravitacional (BACHMANN; BERGANTZ, 2008). Entretanto, como líquidos ricos em sílica tem alta viscosidade e pouca diferença de densidade entre o líquido e a fase sólida, e dado que os cristais precocemente formados são normalmente pequenos, estes cristais tendem a ficar em suspensão, formando um *mush*. Portanto, é muito comum a presença de ignimbritos ricos em cristais (os principais produtos decorrentes de atividade vulcânica em reservatórios magmáticos rasos). Ignimbritos ricos em cristais são diferenciados de riolitos através de feições macro e microscópicas observadas, como a presença de fragmentos líticos, vesículas, *shards* e *fiammes* (McPHIE; DOYLE; ALLEN, 1993)

5.1.1 Dinâmica de transporte e deposição

As erupções efusivas são representadas por fluxos de lava e corpos intrusivos sin-vulcânicos como diques e soleiras, enquanto as erupções explosivas tem como característica principal enviar cinzas e gás para o alto da atmosfera. O fluxo piroclástico gerado nas erupções explosivas é formado por cabeça, corpo e cauda (Figura 2 – A) e pode gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos: (1) depósitos tipo *surge*; (2) depósitos de fluxo e (3) depósitos de queda (Figura 2 -B).

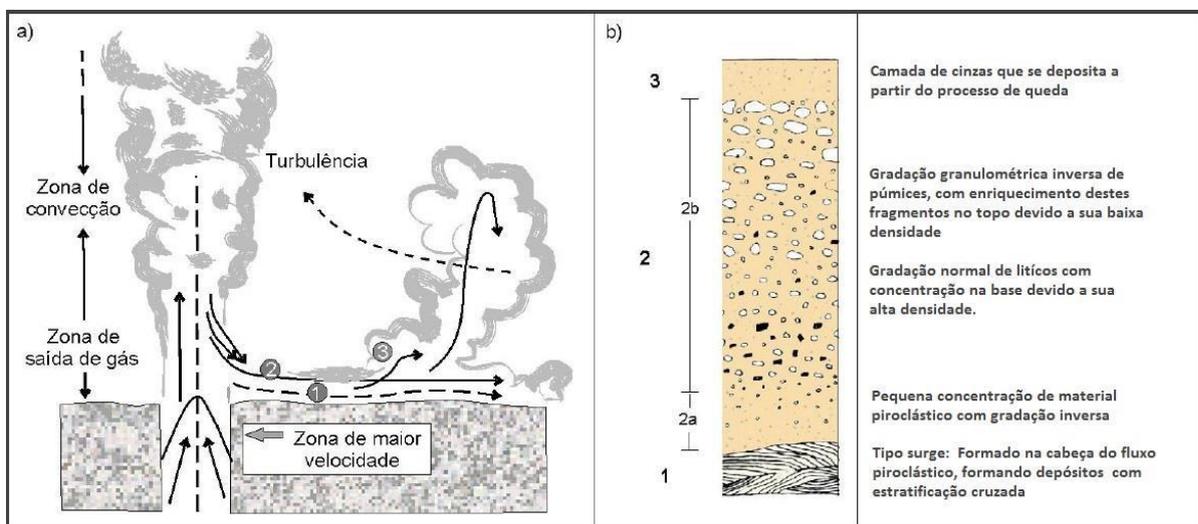


Figura 2A) Esquematização de uma coluna eruptiva com geração de fluxos piroclásticos (adaptado de FISHER, 1966) e B) Seção típica de depósitos piroclásticos (adaptado de SPARKS et al., 1973). Figura extraída de POLO, 2008.

Segundo McPhie et al. 1993 todos estes produtos, quando inconsolidados, podem sofrer deslocamento durante ou após a erupção, e gerar os depósitos vulcanoclásticos ressedimentados, ou, quando consolidados, podem ser submetidos a intemperismo e erosão após a erupção, e formar os depósitos sedimentares vulcanogênicos (Fig. 3).

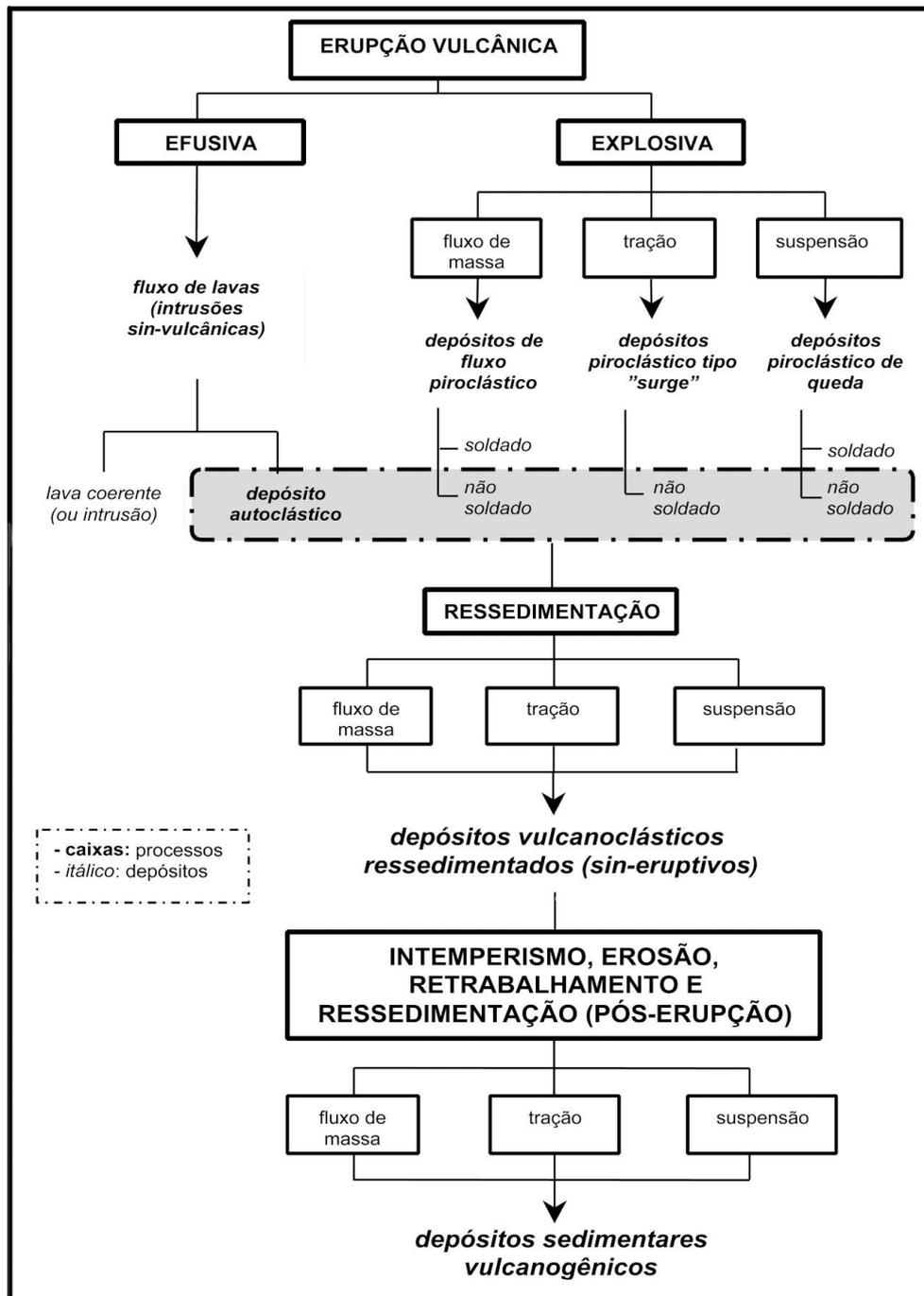


Figura 3: Classificação genética dos depósitos vulcânicos. Modificado de McPhie et al. (1993).

5.1.2 Classificação genética e litológica de depósitos piroclásticos

Segundo Hildreth (1981), com base em sua composição geoquímica, os ignimbritos podem ser categorizados em três grupos (Fig. 4):

Grupo 1 - apresenta um zoneamento composicional gradacional de líquidos riolíticos pobres em cristal a um tipo de magma menos diferenciado, rico em cristais;

Grupo 2 - não possui gradientes composicionais e pode ser subdividido em: (a) riolitos pobres em cristal e (b) dacitos ricos em cristal (até 45%, sendo estes considerados parte do *mush*);

Grupo 3 - mostra lacunas abruptas na composição: de riolitos pobres em cristal muda abruptamente para composições menos diferenciadas ricas em cristais.

As diferenças entre estes três grupos se devem a fatores como o estágio da atividade magmática e injeção de novo magma proveniente da câmara mais profunda, o que ocasiona variação na quantidade relativa de cristais vs líquido, a exemplo do modelo da evolução de um *mush* de Bachmann e Bergantz (2004; 2008).

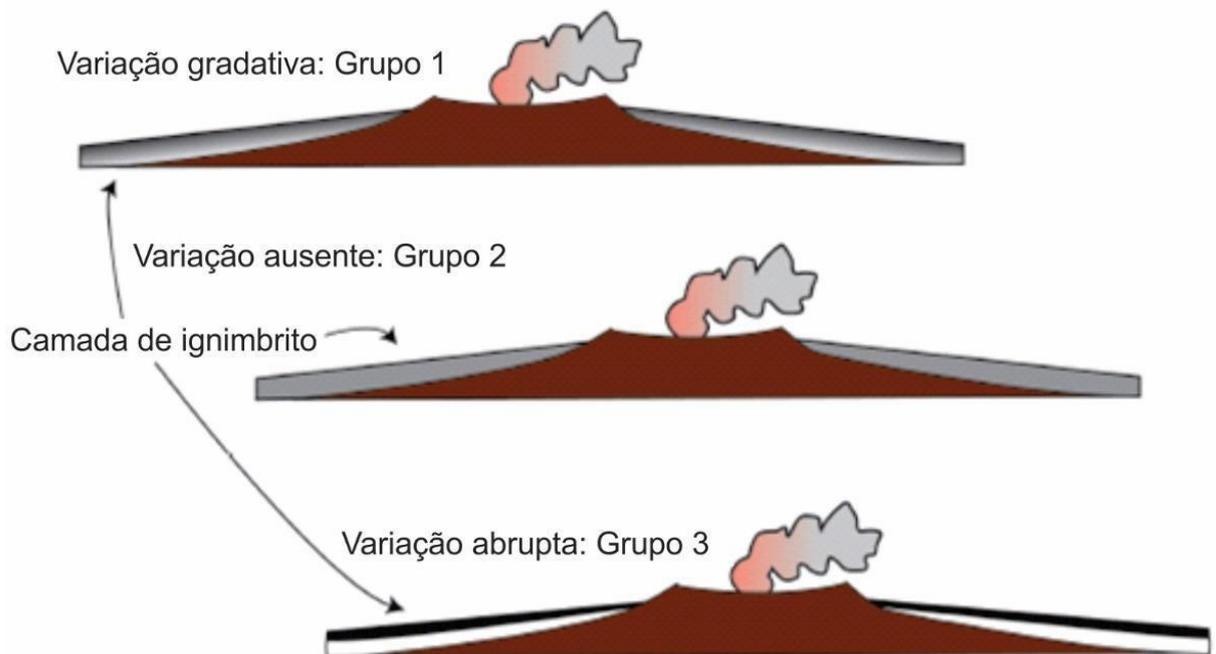


Figura 4 Esquematização dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).

Os depósitos de ignimbritos zonados com variação de quantidade de cristais (Grupos 1 e 3) representam o estágio mais avançado do modelo de reservatório, onde uma superfície rica em líquido riolítico forma-se acima do *mush* e, durante esta separação de líquido e *mush*, a temperatura e a quantidade de cristais presentes tende a variar, gerando heterogeneidades. Portanto, a extração contínua de diferentes quantidades de líquido intersticial do *mush* e/ou o lento movimento da corrente de convecção na superfície rica em líquido produzem gradientes contínuos na quantidade de cristais. No Grupo 3, onde há uma variação abrupta, a parte superior do *mush*, em contato com a camada rica em líquido, é modificada durante uma erupção, gerando assim uma rápida mudança de depósitos pobres a depósitos ricos em cristais.

Por outro lado, a estrutura maciça do Grupo 2 se dá quando a erupção ocorre no estágio inicial ou reativado do modelo de reservatório, onde parte do *mush* é extraído, sem a formação da superfície riolítica, indicando que o movimento (*stirring*) interno do magma foi o suficiente para manter o magma homogêneo ou reabsorver a superfície líquida e o *mush*. No estágio de reativação, um novo pulso magmático em alta temperatura é adicionado ao sistema, gerando correntes de convecção mais eficientes, que propiciam a homogeneização do conteúdo do reservatório.

O modelo de reservatório plutono-vulcânico raso proposto por Bachmann e Bergantz (2008) é dividido em três estágios, o primeiro de baixa cristalinidade (até 45% do volume em cristais), onde correntes de convecção mantêm os cristais em suspensão; o segundo, de média cristalinidade (~45% a 60%), cristais e líquido se separam mais facilmente, devido à alta permeabilidade e falta de corrente de convecção; e, por fim, o terceiro estágio, de alta cristalinidade (>60% cristais), onde a permeabilidade é muito baixa e o líquido viscoso não consegue ser separado totalmente por compactação (Fig. 5).

A classificação litológica dos depósitos piroclásticos segundo a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) se baseia na granulometria e a distribuição dos grãos, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem. Os depósitos piroclásticos podem ser unimodais bem selecionados (Tab. 1) ou polimodais pobremente selecionados (classificação granulométrica, Fig. 6 e composição dos fragmentos, Fig. 7), é baseada no tamanho de grão e sua distribuição, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem (Le Maitre, 1989; 2002). Rochas constituídas pela mistura de piroclastos e epiclastos são classificadas (Tab.2) de acordo com Schmid (1981).

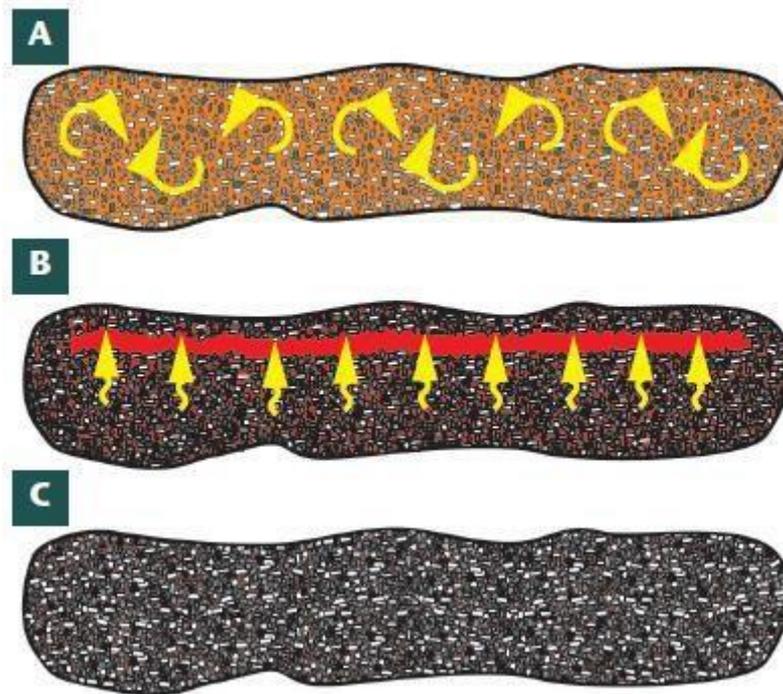


Figura 5: Esquematização da evolução de um reservatório magmático do tipo mush: (A) Estágio de baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais em suspensão por correntes de convecção, (B) Estágio de média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): ausência de convecção e alta permeabilidade favorece a separação entre cristal-melt, e (C) Estágio de alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): não há extração eficiente do melt por compactação. Extraído de Bachmann e Bergantz (2008).

Tabela 1. Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).

Tamanho de grão (mm)	Piroclasto	Depósito Piroclástico	
		Tefra (inconsolidado)	Rocha piroclástica
	Bomba	Aglomerado ou tefras de bombas	Aglomerado
64	Bloco	Depósito de blocos ou tefra de blocos	Brecha piroclástica
2	Lápili	Depósito de lápili	Lapilito
1/16	Cinza grossa	Depósito de cinzas grosso	Tufo grosso
	Cinza fina	Depósitos de cinzas fino	Tufo fino ou tufo a pó

Tabela 2. Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).

Tamanho de grão (mm)	Depósito Piroclástico (consolidado)	Depósito rico em Piroclástico (consolidado)	
		Ressedimento sin-eruptivo	Ressedimento ou retrabalhado/pós-eruptivo/origem incerta
64	Brecha piroclástica	Brecha ressedimentada rica em piroclastos	Brecha/conglomerado tufáceo
2	Lapilito	Lapilito ressedimentado rico em piroclastos	
1/16	Tufo grosso	Arenito ressedimentado rico em cinzas	Arenito tufáceo
	Tufo fino ou tudo a pó	Lamito/siltito/argilito ressedimentado rico em cinzas	Lamito/siltito/argilito tufáceo

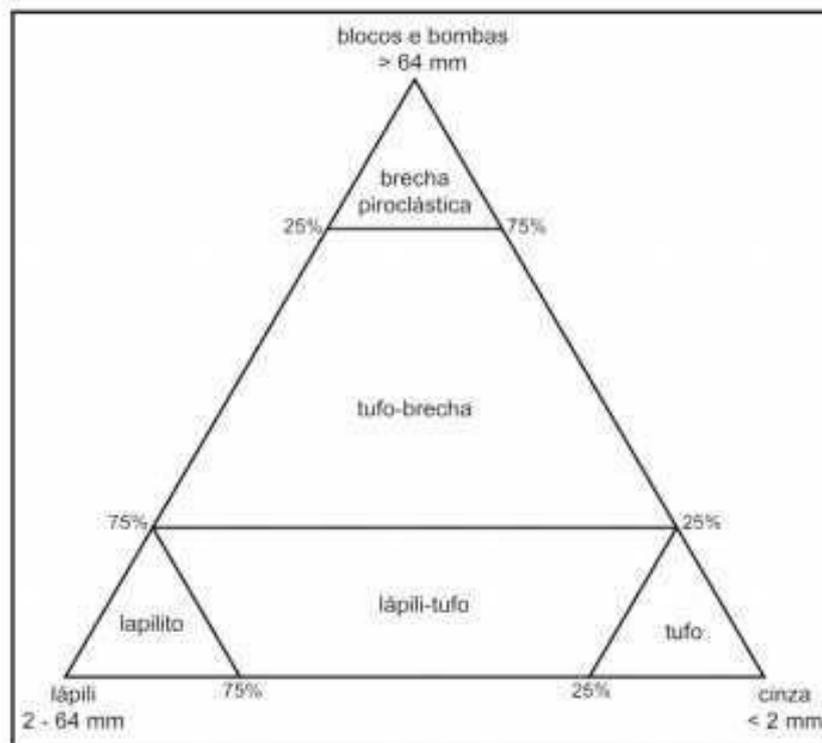


Figura 6: Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (extraído de Sommer et al., 2003).

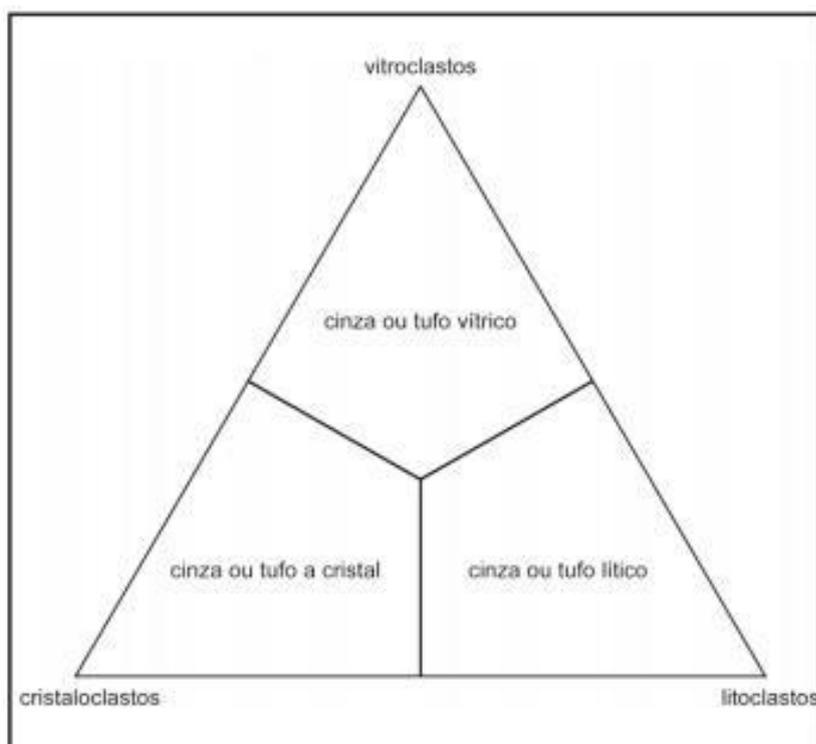


Figura 7: Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos (extraído de Sommer et al., 2003).

5.1.3 Processos físicos e texturas em rochas plutônicas e hipabissais

Em baixas profundidades da crosta, a pressão por carga vertical exercida num corpo magmático é menor e durante o processo de ascensão do magma que vem de uma câmara em maior profundidade, ocorre uma diminuição da pressão de carga, igualando, eventualmente, à pressão de vapor interna da mistura magmática, favorecendo assim a exsolução de voláteis por decompressão, também conhecida como *first boiling*. O *first boiling* é bastante comum em sistemas magmáticos e pode ocorrer como resultado da ascensão do magma ou da liberação da pressão magmática por falha mecânica da câmara magmática. Quando parte dos voláteis presentes num magma passam ao estado gasoso, a entropia deste muda, podendo resultar em uma cristalização irreversível. A exsolução de voláteis pode ocorrer por processo decompressão ou por um processo de cristalização progressiva de minerais predominantemente anidros sob condições isobáricas (*second boiling*), o que leva ao aumento da pressão de vapor (CANDELA, 1997).

Estudos de minérios mostram que os granitos rasos associados às mineralizações são texturalmente complexos. Swanson (1977), relata que as texturas desses granitos podem variar entre porfirítica, aplítica e pegmatítica, cavidades mirolíticas, texturas gráficas e micrográficas, e cristais dendríticos, aciculares e/ou esqueletais, além da textura granular hipidiomórfica. As variações na textura e morfologia em sistemas ígneos ocorrem em função dos minerais envolvidos, da composição de fase e fusão associada, da presença de limites de fase pré-existentes, pós-fusão, deformação na cristalização e principalmente pela magnitude do resfriamento (*undercooling*), que é a diferença entre a temperatura na qual um magma torna-se saturado em determinado mineral e a temperatura em que o mineral é, de fato, cristalizado. Uma baixa taxa de resfriamento apresenta uma granulação mais grossa, enquanto com uma alta taxa de resfriamento, formam-se grãos mais finos. Quando, numa rocha porfirítica, um mesmo mineral é encontrado em fenocristais e na matriz mais fina, presume-se que houve pelo menos dois estágios de resfriamento, com os grãos mais finos sendo originados por um aumento súbito na taxa de resfriamento. Em baixa profundidade na crosta, essa taxa varia, proporcionando então diferentes texturas nas rochas formadas nesse ambiente.

Quando um magma insaturado em voláteis ascende, misturando-se com um já saturado em menor profundidade, forma-se texturas de crescimento em desequilíbrio, como quartzo esqueletal, nos núcleos de cristais de quartzo corroídos. Se o magma ascender ainda mais, com o aumento do resfriamento, o quartzo esqueletal pode desenvolver um sobrecrescimento de formas dendríticas, tanto na matriz, como nas bordas de fenocristais (RATAJESKI, 1995).

6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO & GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está situada na parte meridional da Província Mantiqueira (Fig.8), um cinturão orogênico Neoproterozoico que se estende por cerca de 3.000 km com orientação NNE–SSW ao longo da costa atlântica, do Uruguai ao sul da Bahia, fazendo limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, à leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (HEILBRON et al., 2004).

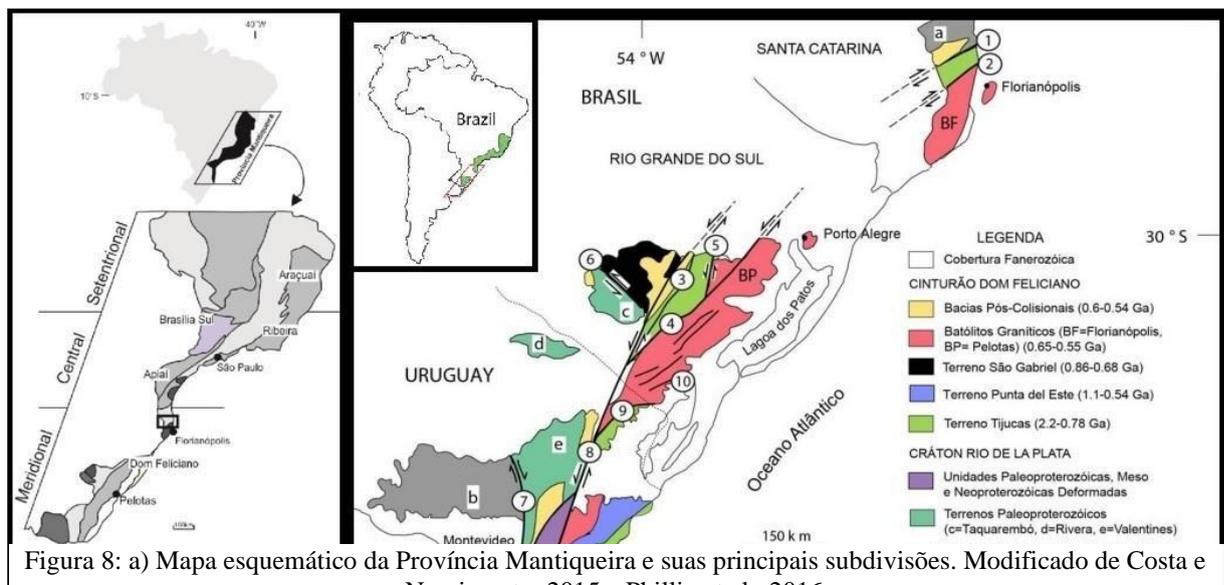


Figura 8: a) Mapa esquemático da Província Mantiqueira e suas principais subdivisões. Modificado de Costa e Nascimento, 2015 e Phillip et al., 2016.

A Província Mantiqueira desenvolveu-se durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Panafricano cuja evolução é principalmente caracterizada por episódios diacrônicos de colisão do tipo arco-de-ilhas com uma margem continental e continente-continente, sendo subdivida em três segmentos: Setentrional, Central e Meridional, conforme ilustrado na figura 8 (HEILBRON et al., 2004).

O segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; sendo este limitado pelos crátõs do São Francisco e Congo. O segmento central que inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí, se relaciona com os crátõs São Francisco, Congo e ao Bloco Paranapanema, este encontrando-se encoberto pela Bacia do Paraná, sendo descoberto por meio de dados geofísicos. O segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et al., 2004).

6.1 O CINTURÃO DOM FELICIANO

O Cinturão Dom Feliciano (Fig. 9) é a principal unidade geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977; HEILBRON et al., 2004), sendo formado no final do Neoproterozoico durante a colisão entre os Crátos Rio de La Plata/Paranapanema, Congo/São Francisco e Kalahari, dando origem ao Gondwana Ocidental (ALMEIDA et al., 1977; BASEI et al., 2011). O cinturão possui aproximadamente 150 km de largura e se estende por 1200 km em direção Norte–Sul a partir da Cráton Luís Alves até sua terminação em territórios uruguaios, conforme o trabalho de Silva et al. (2005). Parte do limite do cinturão é encoberta, a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico, e devido a isso os seus limites não são propriamente conhecidos.

A sua atual estruturação, alongada na direção NE-SW, é interpretada como resultado da colisão continental oblíqua que se deu em resposta à convergência dos crátos Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari (HEILBRON *et al.*, 2004). A evolução do cinturão está associada a uma tectônica transpressiva de escape lateral, a qual deu origem a extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrentes, denominado de Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro por Bitencourt e Nardi (2000). Os mais expressivos sistemas transpressivos do Cinturão Dom Feliciano são as zonas de Cisalhamento Major Gercino (dextral –Santa Catarina), Dorsal do Canguçu (sinistral Rio Grande do Sul) e Sierra Ballena (sinistral Uruguai), sendo que todos os sistemas de cisalhamento transcorrente separam unidades metavulcano-sedimentares de arcos magmáticos (HEILBRON et al., 2004). A Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é outro importante componente do sistema transpressivo NE-SW, em Santa Catarina, e separa os depósitos de margem passiva cavalgados sobre o embasamento arqueano do Cráton Luís Alves (BASEI, 1985).

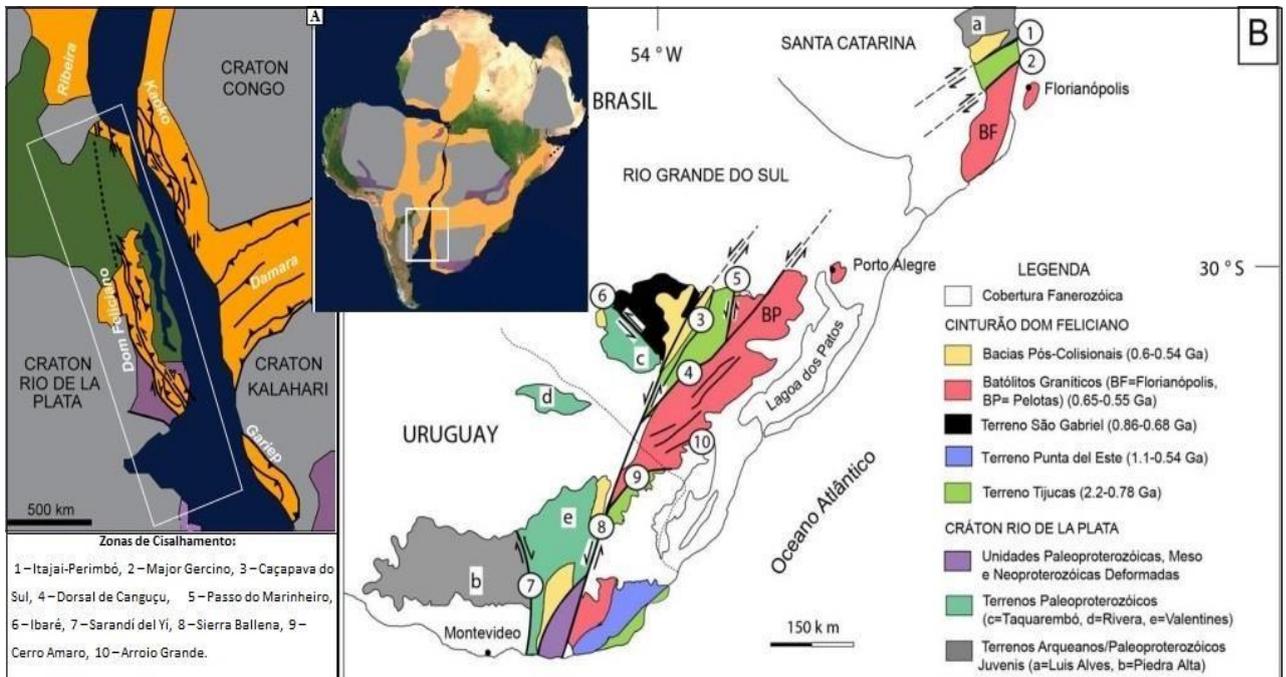


Figura 9: Localização do orógeno Dom Feliciano no Gondwana Ocidental. b) – Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai e as principais zonas de cisalhamento existentes. (Modificado de Hueck et al. (2018) e Phillip et al. (2016))

O Cinturão Dom Feliciano é considerado a principal unidade geotectônica de idade pré-cambriana exposta no Escudo Catarinense, sendo ele compartimentado em três domínios tectônicos (Figura 10), de sudeste para noroeste: Domínio Interno, Domínio Central e Domínio Externo, sendo os limites representados pelas Zonas de Cisalhamento Major Gercinoe Itajaí-Perimbó, que são interpretadas como zonas de sutura (BASEI et al., 1985, 2011).

O domínio interno é representado pelo Batólito Florianópolis, que compreende diversos corpos graníticos neoproterozóicos (BASEI et al., 1985, 2011).

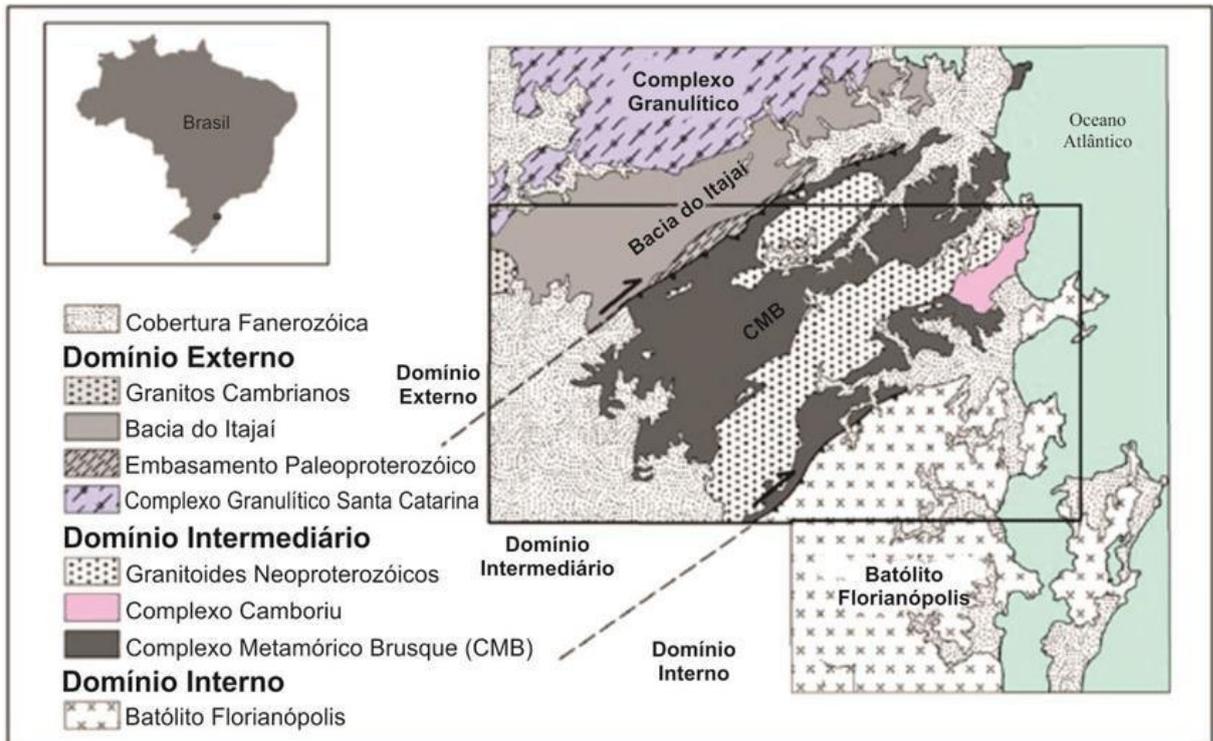


Figura 10: Contexto geológico regional. A) Domínio interno, central e externo do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Catarinense e falhas que os delimitam (adaptado de Basei et al., 2011a).

O trabalho de Florisbal (2011) que é embasado nos estudos de Basei (1985), propõe a compartimentação do Escudo Catarinense em três grandes domínios, sendo uma subdivisão pelos lineamentos principais e não uma divisão de cunho ou interpretação tectônica de cada uma das unidades.

O Domínio Norte abrange as unidades paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Catarina e neoproterozoicas das Bacias do Itajaí e Campo Alegre, sendo a sul limitado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

O Domínio Central é composto por rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque e pelo Complexo Camboriú, com algumas ocorrências de rochas graníticas como os granitos Itapema, Corre-Mar, Rio Pequeno, Serra dos Macacos, entre outros, sendo limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino.

O Domínio Sul é definido por rochas graníticas de idade neoproterozoica do Batólito Florianópolis com alguns relictos do embasamento de idade paleoproterozoica representados pelo Complexo Águas Mornas. Um conjunto de rochas metassedimentares definido por Trainini et al. 1978, originalmente relacionadas temporal e espacialmente com os

metassedimentos do Grupo Brusque são descritas no domínio sul, sendo que essa formação foi recentemente redefinida com dados do Projeto Águas Mornas (PAM - UFSC 2016) para Complexo Queçaba.

6.2. Batólito Florianópolis

O Batólito de Florianópolis (BF) abrange uma grande diversidade de corpos plutônicos com raras ocorrências vulcânicas associadas, de orientação E - NE resultante do magmatismo Neoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano. É limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, a oeste e a sul pela bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico Sul (Hueck et al., 2018). Segundo Janasi *et al.* (2015), as idades U-Pb em zircão indicam que o magmatismo granítico do batólito ocorreu entre 650-580 Ma, sendo este magmatismo controlado, segundo Bitencourt & Nardi 2000, pela atividade do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb).

O magmatismo plutônico precoce do BF é associado à tectônica transpressiva e possui diferentes interpretações em relação ao contexto tectônico. Basei (1985) considera o BF como parte de um cinturão orogênico ensialico, Basei et al. (2000), como raiz de arco magmático, e Silva et al. (2005), como parte de um arco magmático continental. Outros trabalhos, como os de Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Bitencourt et al. (2008), Oyhantçabal et al. (2007), Sommer et al. (2006), Florisbal et al. (2009, 2011), Santos et al (2019), entre outros, consideram que a gênese do batólito é associada a um ambiente pós-colisional.

De acordo com estudos de Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Nardi et al. (2002) e Bitencourt (2008), o primeiro estágio do magmatismo do BF (650-630 Ma) foi predominantemente calcialcalino alto-K ou toleítico, com associações graníticas metaluminosas a levemente peraluminosas, dominados por biotita granitos e granodioritos, com enclaves máficos quartzo-dioríticos a dioríticos. Posteriormente, foi seguido por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma), com rochas graníticas predominantemente metaluminosas, próximas às ZC, e associações vulcânicas básicas a ácidas e intrusões graníticas com características peralcalinas mais distantes das áreas de maior deformação.

Os granitóides que constituem o Batólito Florianópolis foram subdivididos por Zanini et al. (1997) em três grupos: (1) Granitóides Foliados: granitóides de caráter porfirítico

e foliação subverticalizada incipiente, caracterizados pela orientação dimensional dos fenocristais de feldspato e pelo alinhamento dos minerais micáceos (Granitóides Santo Antônio e Paulo Lopes); (2) Granitoides Cálcio-Alcalinos: uma associação de rochas granitóides de natureza cálcio-alcálica, que constituem um batólito polidiapírico de zoneamento concêntrico, com termos tonalítico e quartzo-diorítico nas porções marginais, a termos monzograníticos no interior (Suíte Intrusiva Maruim); e (3) Granitóides Alcalinos: granitóides isotrópicos alcalinos que ocorrem como *stocks* ou batólitos (Suíte Intrusiva Pedras Grandes) e um corpo granítico com características subvulcânicas relacionadas a rochas vulcânicas como fluxos e tufos riolíticos, que caracterizam a fase final do magmatismo na região (Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela).

6.1.1 Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela

A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela representa segundo Zanini et al., 1997 a etapa final do magmatismo no Batólito Florianópolis, sendo constituída pelo Granito Ilha (GI), o Granito Itacorumbi (GI_t), o Riolito Cambirela (RC) e Rochas Hipabissais (RH).

6.1.1.1 Granito Ilha

O Granito Ilha foi primeiramente denominado como Granito Grosseiro Ilha, cartografado por Scheibe & Teixeira (1970), como os granitóides predominantes na Ilha de Santa Catarina, em ilhas oceânicas próximas e em porções isoladas do continente, com sua nomeação sendo posteriormente modificada por Zanini et al. (1997) para Granito Ilha. Segundo Tomazzoli et al. (2018), o Granito Ilha pode ser classificado como sieno- ou monzogranito. Apresenta cor cinza-claro ou rosada, textura equigranular hipidimórfica, eventualmente pórfira, média ou grossa. Os principais minerais são quartzo, K feldspato, biotita; com allanita zircão, magnetita/ilmenita e apatita como minerais acessórios. Como minerais secundários são comuns sericita/muscovita, epidoto, titanita, clorita, fluorita e carbonatos. São cortados frequentemente por veios de aplito/pegmatito com espessura variada. Datações pelo método pelo método U-Pb em zircão via LA_MC-ICP-MS de Corrêa (2016) indicam idades entre 600 e 585 Ma e dados de Janasi et al., 2015b indicam uma idade de 587 ± 6 Ma, coerentes com as encontradas nessa unidade em outras regiões.

6.1.1.2 *Granito Itacorumbi*

Primeiramente denominado como Granito Cinza Médio por Scheibe & Teixeira (1970), no trabalho de mapeamento da Ilha de Santa Catarina, o Granito Itacorumbi (gIt) foi redefinido por Zanini et al. (1997). Segundo Tomazzoli et al. (2018) o Granito Itacorumbi pode ser classificado como sieno- ou monzogranito que ocorre associado às rochas piroclásticas. Apresenta cor cinza claro ou rosada, textura equigranular fina a média ou pórfira, com fenocristais ovóides de feldspato. Pode exibir xenólitos de riolito. O riolito, por sua vez, pode exibir, também xenólitos do granito, o que indica contemporaneidade entre as rochas dessa unidade.

De acordo com estudos da UFRGS (1999) e Bitencourt et al. (2008), o Granito Itacorumbi apresenta localmente estrutura brechada, resultante do acúmulo de voláteis, típica de topo decorpos subvulcânicos. Esta brecha possui matriz de granulação média e quantidade expressiva de enclaves arredondados de rochas básicas, com granulação média a afanítica e contatos sinuosos. Os fragmentos líticos presentes, chegam a até 40cm de diâmetro, e variam em composição entre: (i) autólitos do Granito Itacorumbi, (ii) xenólitos arredondados do riolito, com contatos sinuosos e estrutura de fluxo, (iii) xenólitos angulosos de rochas básicas com granulação média a afanítica, e (iv) xenólitos de rocha leucocrática equigranular de granulação fina, com acumulações máficas no contato com a matriz, interpretada como a margem resfriada do Granito Ilha.

6.1.1.3 *Riolito Cambirela*

O termo Riolito Cambirela foi proposto por Zanini et al. (1997) para designar derrames, tufos, ignimbritos e diques riolíticos. Os principais componentes da unidade são os riolitos, riolacitos e dacitos provenientes de derrames e intrusões, de coloração cinza escuro, textura porfírica, com fenocristais de quartzo incolor, K-feldspato branco a rosado e plagioclásio, em uma matriz quartzo-feldspática de granulação fina ou afanítica, com presença de biotita em lamelas disseminadas ou como principal componente de enclaves máficos. Os enclaves são arredondados a angulosos, e seus contatos com a matriz, difusos a nítidos, onde, neste último caso, comumente apresenta margens félsicas em torno do enclave, sugerindo

bordas de reação com a matriz. Xenólitos angulosos de microgranito e arredondados dos granitos Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro e Ilha também são observados.

Segundo estudos da UFRGS (1999), localmente, ocorrem dois tipos de bandamentos primários: o primeiro de variação granulométrica da matriz, provavelmente refletindo uma relação inversa entre a velocidade do fluxo e a taxa de crescimento dos cristais, ocorrendo na forma de dobras abertas, fechadas e apertadas, que indicam heterogeneidade na intensidade e direção do fluxo ou do comportamento reológico da lava; e um segundo bandamento de diferença na proporção fenocristais: matriz, que pode ser relacionado à tendência dos fenocristais a se concentrar em zonas de menor velocidade de fluxo.

Nos estudos de Bitencourt et al. (2008) na região de Garopaba-Paulo Lopes, o Riolito Cambirela é descrito com uma sucessão de rochas efusivas de composição riolítica, subordinadamente riodacítica, com ocorrência localizada de depósitos piroclásticos de fluxo, representados por ignimbritos.

Laikovski (2018) e Santos (2019) descrevem em seus estudos que os ignimbritos encontrados na região do Cambirela são fortemente soldados e apresentam-se macroscopicamente indistinguíveis de um riolito.

6.1.1.4 Rochas Hipabissais

As Rochas Hipabissais da Suíte Cambirela foram descobertas por UFRGS (1999) e Bitencourt et al., (2008) e compreendem diques de riolito, diques de diabásio e diques compostos, cuja parte central é riolítica a dacítica, com enxames de enclaves máficos, e cujas bordas são de diabásio. Os diques ácidos são porfiríticos, de composição riolítica e dacítica, com 2 a 15 m de espessura e intrudem frequentemente o Granito Serra do Tabuleiro. Os diques básicos são diabásios de textura fanerítica fina a afanítica com 1,5 a 60 m de espessura e orientação preferencial N-S a NE-SW. Os diques compostos (subordinados) intrudem somente o Granito Ilha, têm orientação N-S e NNE-SSW e de 15 e 100 m de espessura, e são formados por um centro de composição riolítica ou dacítica contendo enclaves microgranulares máficos, e bordas de composição básica e granulação média.

7 RESULTADOS

7.1. Aspectos geológicos e estruturais da área estudada

Nas atividades de campo realizadas no sul da Ilha de Florianópolis, foram coletados dados ao longo de dois perfis na região de Pântano do Sul: um perfil NW-SE entre a Praia da Armação e a Ponta da Lagoinha (Perfil 1) e um perfil W-E entre o Pântano do Sul até o Morro da Coroa (Perfil 2), conforme ilustrado na figura 11.

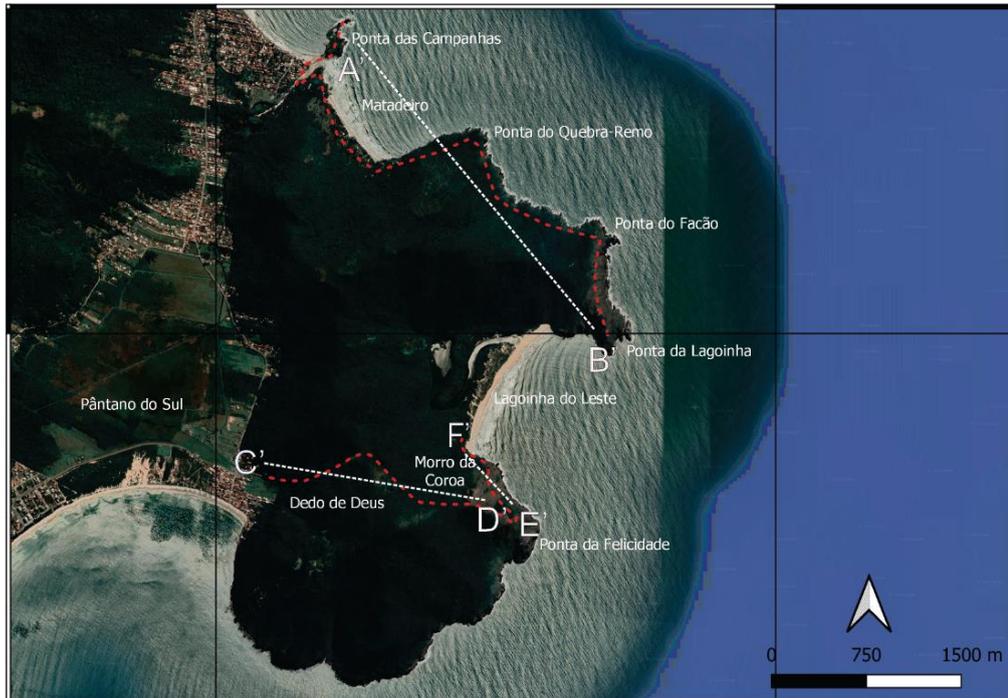
Ao longo dos dois perfis foi observada a predominância de ignimbritos, conforme já apontado por outros autores, como Tomazzoli & Pellerin (2015), Janasi et al. (2015) e Lange (2016). Os ignimbritos mostram variações texturais laterais e possuem uma como foliação magmática de alto ângulo, que serão discutidas em maior detalhe no texto que segue.

Além dos ignimbritos, foram também identificadas rochas graníticas, que ora ocorrem como xenólitos nos ignimbritos e ora como corpos maiores. Diques básicos de textura também variável (diabásios a gabros de textura equigranular fina e média) também ocorrem na forma de corpos tabulares métricos que seccionam os ignimbritos.

Falhas normais e falhas de sentido lateral foram também identificadas e serão apresentadas em maior detalhe no texto que segue.

A figura 11 apresenta os dados geológicos e estruturais coletados ao longo de ambas seções, bem como a coluna estratigráfica proposta para a região de estudos.

Os ignimbritos ocorrem intercalados ao longo das seções geológicas, dispostos em três litofácies definidas pela textura e granulometria, sem conotação genética ou estratigráfica: (i) lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica; (ii) lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica e (iii) lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica.



Coluna Estratigráfica



Dique básico

Diques básicos de cor escura, afanítica e tamanho decamétrico.



Lapilli tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica

Ignimbritos soldados, pobremente selecionados e com aspecto porfirítico. Presença de megacristais de K-Feldspato, plagioclásio e quartzo fumê facetado (~30-50% da rocha, estimativa visual) imersos em uma matriz de granulação fina. Bombas centimétricas, bem como fragmentos líticos centimétricos a métricos de aspecto



Lapilli tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica

Ignimbritos fortemente soldados, ricos em cristais (~30-50%, estimativa visual), com aspecto porfirítico e textura eutaxítica e parataxítica bem marcadas. Os megacristais são constituídos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo fumê facetado imersos em uma matriz de textura fina a muito fina.



Lapilli tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica

Cristais esparsos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo fumê facetado (~10-15%, estimativa visual) imersos em matriz de granulação fina, comumente fortemente alterados. A foliação magmática é incipiente a fracamente marcada.



Granito Morro das Pedras

Cor cinza claro/rosada, fanerítico, sendo compostos por fenocristais de K-feldspato rosado de até 1 cm; quartzo acinzentado, facetado; plagioclásio e anfibólio

Convenções



Foliação dos ignimbritos



Falha Normal



Falha Transcorrente Dextral



Falha indiscriminada



Falha Transcorrente Sinistral

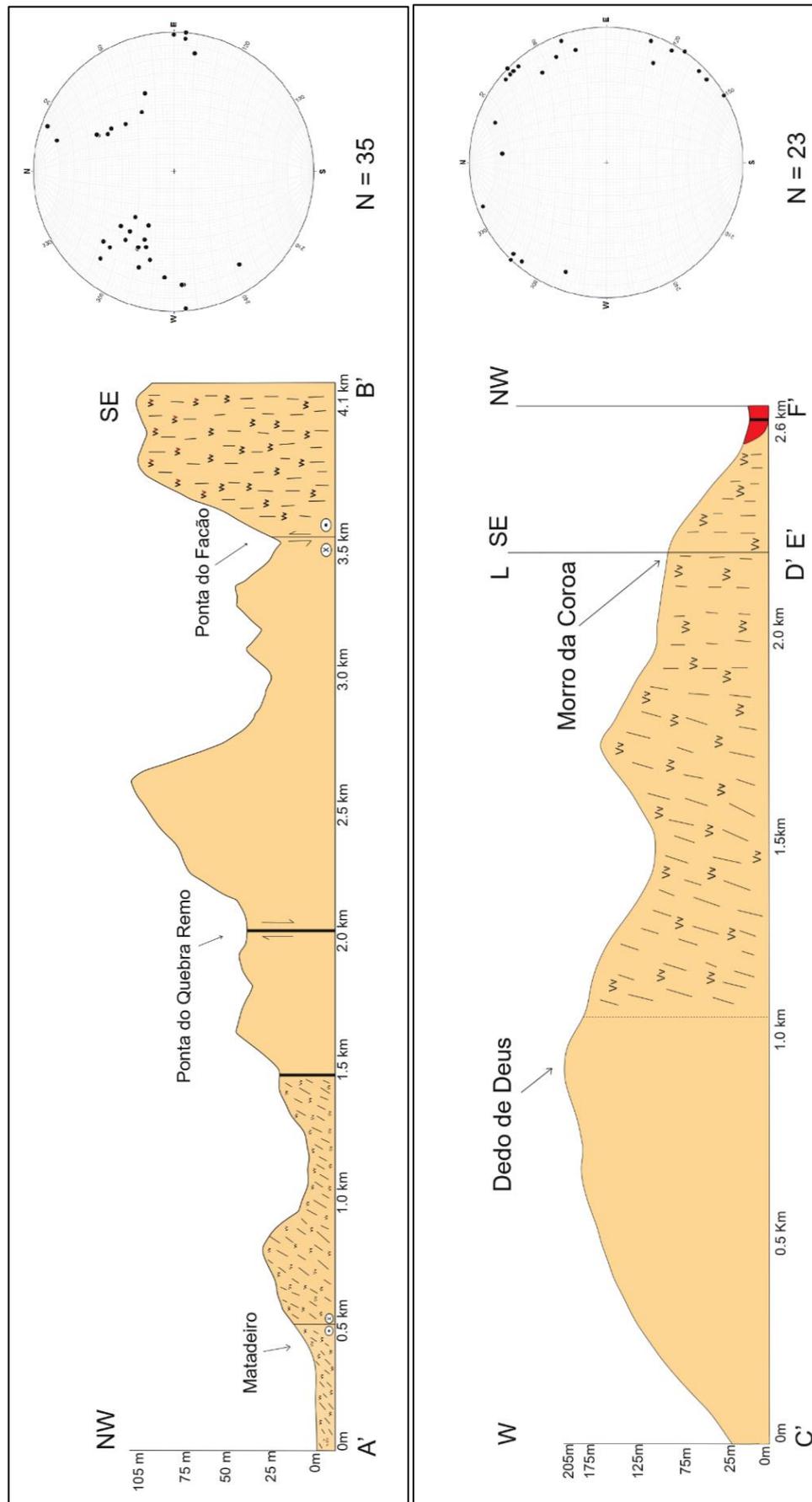


Figura 11: Seções Geológicas propostas para a área de estudos. Perfil NW-SE (A-B) entre a Praia da Armação e a Ponta da Lagoinha (Perfil 1) e perfil composto W-E entre o Pântano do Sul até o Morro da Coroa e (C-D e E-F) entre Morro da Coroa e a Praia da Lagoinha do Leste (Perfil 2). Estereogramas ilustram a variação da foliação magmática ao longo dos perfis, ilustrada na seção como traços.

A litofácies **lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica** ocorre principalmente na porção NW do Perfil 1 (Fig. 11) na Ponta das Campanhas e Praia do Matadeiro. É constituída por ignimbritos soldados, pobremente selecionados e com aspecto porfirítico (Fig. 12). Os megacristais abrangem K-Feldspato, plagioclásio e quartzo fumê facetado, que ocorrem em grande quantidade (~30-50% da rocha, estimativa visual) imersos em uma matriz de granulação fina. Bombas centimétricas, bem como fragmentos líticos centimétricos a métricos são comumente encontrados, de aspecto arredondado (Figs. 13 e 14) ou angulosos. Dentre os fragmentos líticos comuns ocorrem rochas graníticas porfiríticas (Fig. 13) a equigranulares e porções de material de granulação fina a amorfa e composição silicosa (Fig. 14).



Figura 12: Litofácies lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica. Vista em planta de ignimbrito com textura eutaxítica, rico em cristais e aspecto porfirítico.

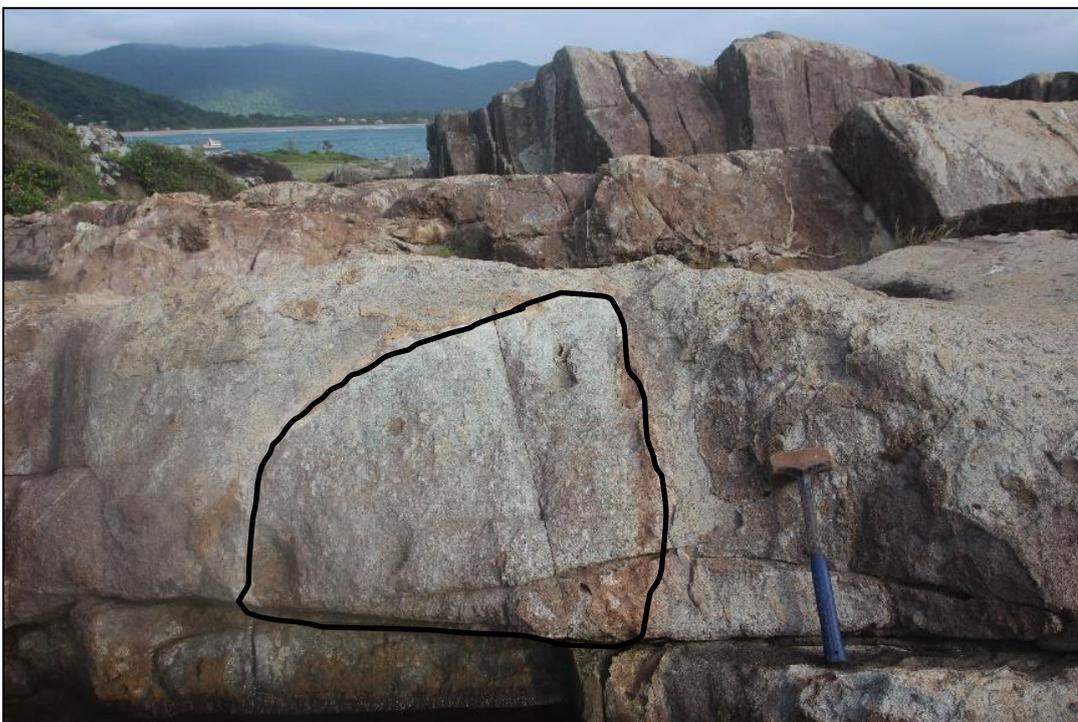


Figura 13: Fragmento lítico de rocha porfirítica, de formato arredondado na porção central da foto. Ponta das Campanhas.



Figura 14: Fragmento lítico de material rico em sílica, de formato angular na porção central inferior da foto. Ponta das Campanhas, Praia do Matadeiro.

A textura eutaxítica é definida pela orientação do plano de achatamento dos *fiammes*, que marcam a foliação magmática de alto ângulo ($130^{\circ}/45^{\circ}$), conforme ilustrado na figura 15.



Figura 15: Ignimbrito fortemente soldado com textura eutaxítica. O plano de achatamento dos *fiammes* define a foliação magmática de alto ângulo. Ponta das Campanhas.

A litofácies **lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica** ocorre no Perfil 1 desde o costão sul da Praia do Matadeiro até a Ponta do Facão e também na porção W do Perfil 2 na trilha do Pântano do sul em direção à Lagoinha do Leste, conforme ilustrado na figura 11. No perfil 1, o contato entre as diferentes litofácies na Praia do Matadeiro é definido na porção NW por um dique básico de textura equigranular fina a média e espessura métrica e na porção SE do perfil, região da Ponta do Facão, por uma falha transcorrente dextral, onde faz contato com a litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica (Fig. 11). Já no Perfil 2, o contato desta litofácies também com a litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica, ocorre no Morro da Coroa, onde é definido por uma falha indiscriminada (Fig. 11).

Esta litofácies é definida por cristais esparsos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo fumê facetado (~10-15%, estimativa visual) imersos em matriz de granulação fina (Fig. 16). Não foram observados fragmentos líticos ou bombas, embora xenólitos métricos de rochas graníticas de textura equigranular fina a média sejam observados. A foliação magmática é fracamente marcada, dado o baixo conteúdo de marcadores, como cristais ou *fiammes* alongados. Ainda, em algumas regiões onde esta foliação está fracamente marcada é de difícil determinação em função do forte grau de intemperismo comumente encontrado nesta litofácies.



Figura 16: Lapilli tufo com baixo conteúdo de cristais. Ponta do Quebra Remo.

A litofácies **lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica** ocorre predominantemente na região do Morro da Coroa, Perfil 2, mas também na porção SE do Perfil 1, entre a Ponta do Facão e a da Lagoinha (Fig. 11).

Esta litofácies abrange ignimbritos fortemente soldados, ricos em cristais (~30-50%, estimativa visual), com aspecto porfirítico e textura eutaxítica e parataxítica bem marcadas (Figs. 17 e 18). Os fenocristais são constituídos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo fumê

facetado imersos em uma matriz de textura fina a muito fina (Fig. 17). As marcantes texturas eutaxítica e paratexítica conferem aspecto bandado a rocha em alguns locais.

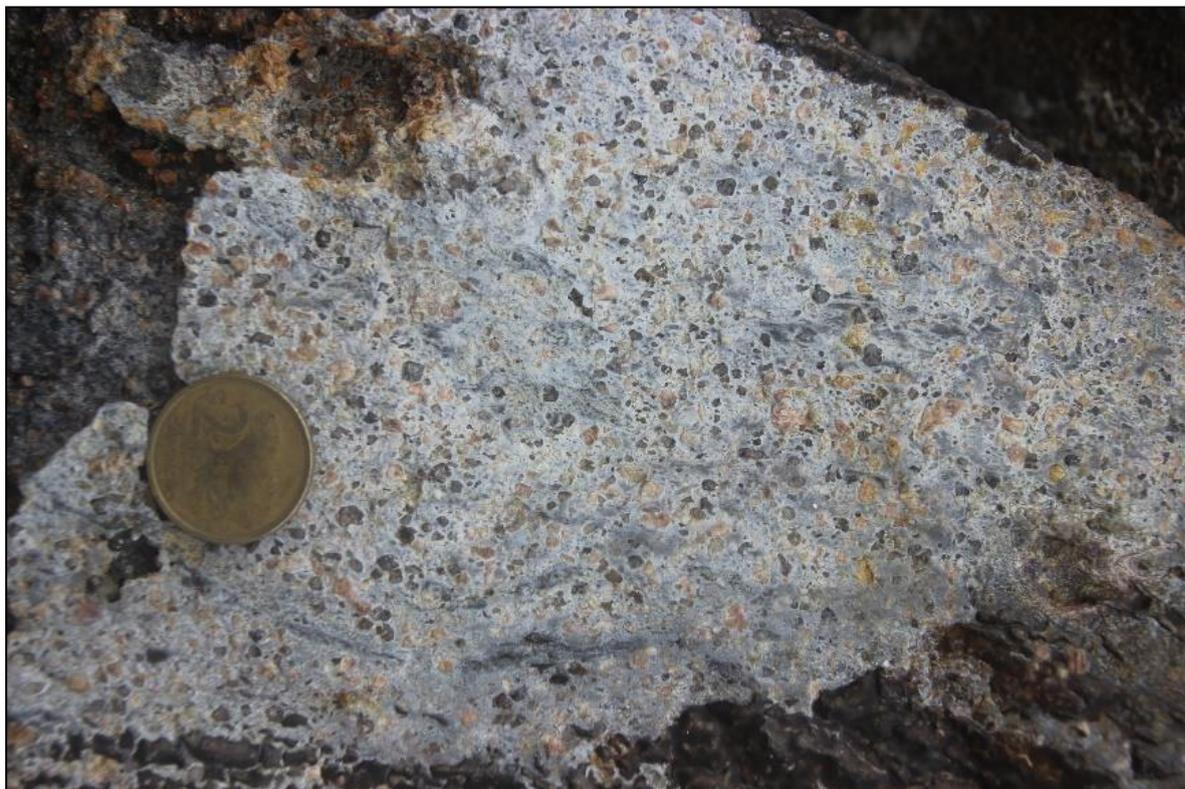


Figura 17: Litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e paratexítica. Vista em planta. Aspecto porfirítico da rocha com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica. Ponta S da Lagoinha do Leste.

A foliação magmática é vertical marcada, de orientação média $300^{\circ}/85^{\circ}$ pelo plano de achatamento dos fiammes e orientação de alguns cristais tabulares de feldspatos (Fig. 18). Outra característica marcante desta litofácies é a presença de disjunções colunares verticais muito bem desenvolvidas (Figs. 19 e 20), o que define geoformas típicas desta região (Fig. 21).



Figura 18: Foliação magmática vertical marcada pelo plano de achatamento dos *fiammes* e orientação de alguns cristais. Vista em perfil. Ponta S da Lagoinha do Leste.



Figura 19: Disjunções colunares verticais bem marcadas. Morro da Coroa.



Figura 20: Disjunções colunares bem marcadas com formas geométricas bem definidas. Não in situ. Ponta S da Praia da Lagoinha do Leste.

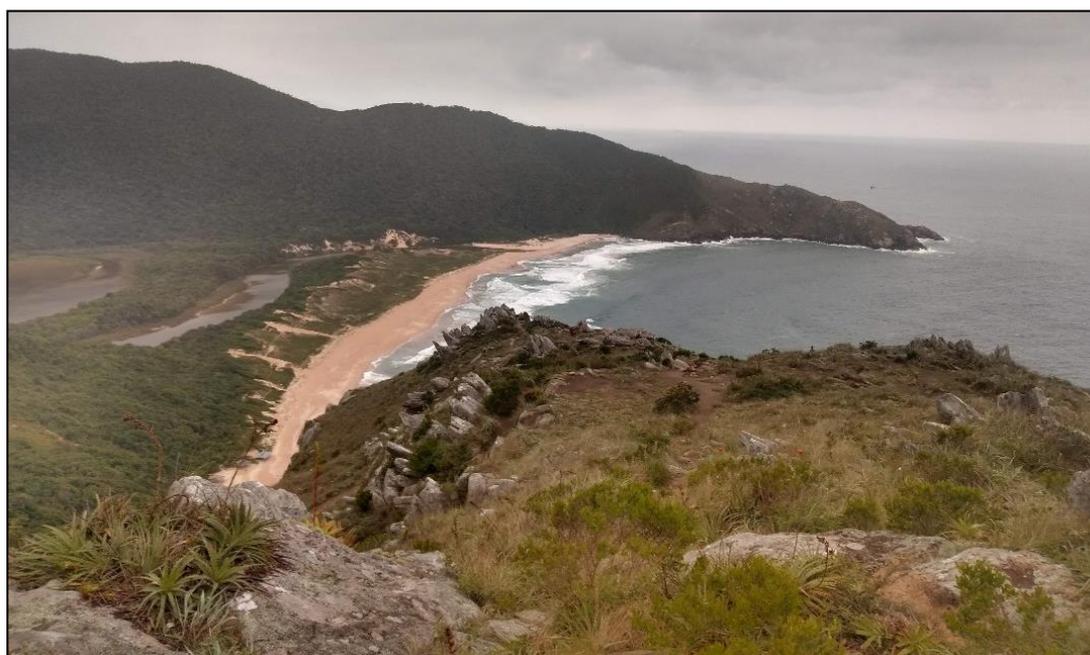


Figura 21: Geoformas típicas da região do Morro da Coroa e Lagoinha do Leste dadas pela disposição das disjunções desenvolvidas na litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica. Vista para N da Praia da Lagoinha do Leste

Na porção S da Praia da Lagoinha do Leste ocorre o contato da litofácies lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica com um granito equigranular médio a grosso, isótropo, com anfibólio (Fig. 22), similar ao Granito Morro das Pedras descrito por Janasi et al. (2015). O contato dos ignimbritos com o granito é recoberto pela faixa de areia da praia e não pode ser verificado. Contudo, dada a ampla ocorrência de ignimbritos e a ocorrência local deste afloramento métrico de granito, o mesmo é interpretado como um xenólito nos ignimbritos. Este granito é ainda seccionado por um dique básico de textura muito fina, um diabásio, interpretado como pertencente ao magmatismo do Grupo Serra Geral (Fig. 23).

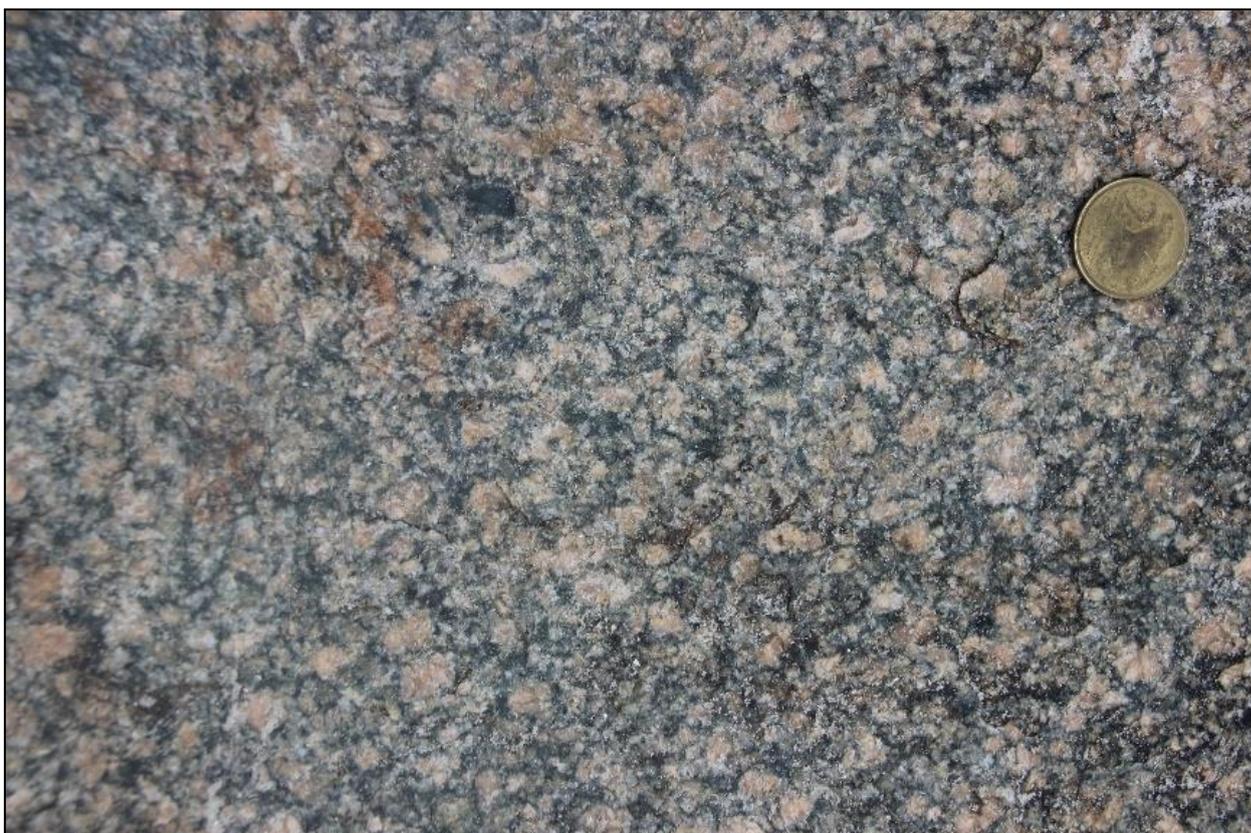


Figura 22: Aspectos texturais do granito equigranular médio a grosso com anfibólio que ocorre na ponta S da Praia da Lagoinha do Leste



Figura 23: Vista em planta do contato em dique de diabásio com o granito. Ponta S da Praia da Lagoinha do Leste.

A região possui uma série de falhas geológicas, sendo sua identificação feita por ocorrência de planos, degraus e estrias de falha, deslocamento de veios de quartzo e cataclase.

Duas falhas normais foram identificadas na área de estudo, ambas no perfil 1. A primeira delas na Ponta do Quebra Remo, com um plano de falha com orientação NE e mergulho alto (Fig. 24a). A segunda ocorre próxima a Ponta do Facão, com ocorrência de cataclases e evidências de uma reativação por transcorrência dextral, com veios de quartzo deslocados, aplitos e injeções apogematítica cisalhadas (Fig. 25). O plano de falha possui alto ângulo de mergulho e direção SE (Fig. 24b).

Estrias de falha com degraus de falha apontando na direção norte (Fig. 26), ocorrem logo no começo da Praia do Matadeiro, perfil 1, com o plano de falha apresentando orientação SE e alto mergulho (Fig. 24c)

Uma falha indiscriminada foi observada próximo ao Dedo de Deus, perfil 2, apresentando degrau de falha com orientação E-W e mergulho alto (Fig. 24d). A determinação da cinemática desta zona de falha é dificultada devido ao alto grau de intemperismo das rochas que dificulta a identificação de indicadores cinemáticos.

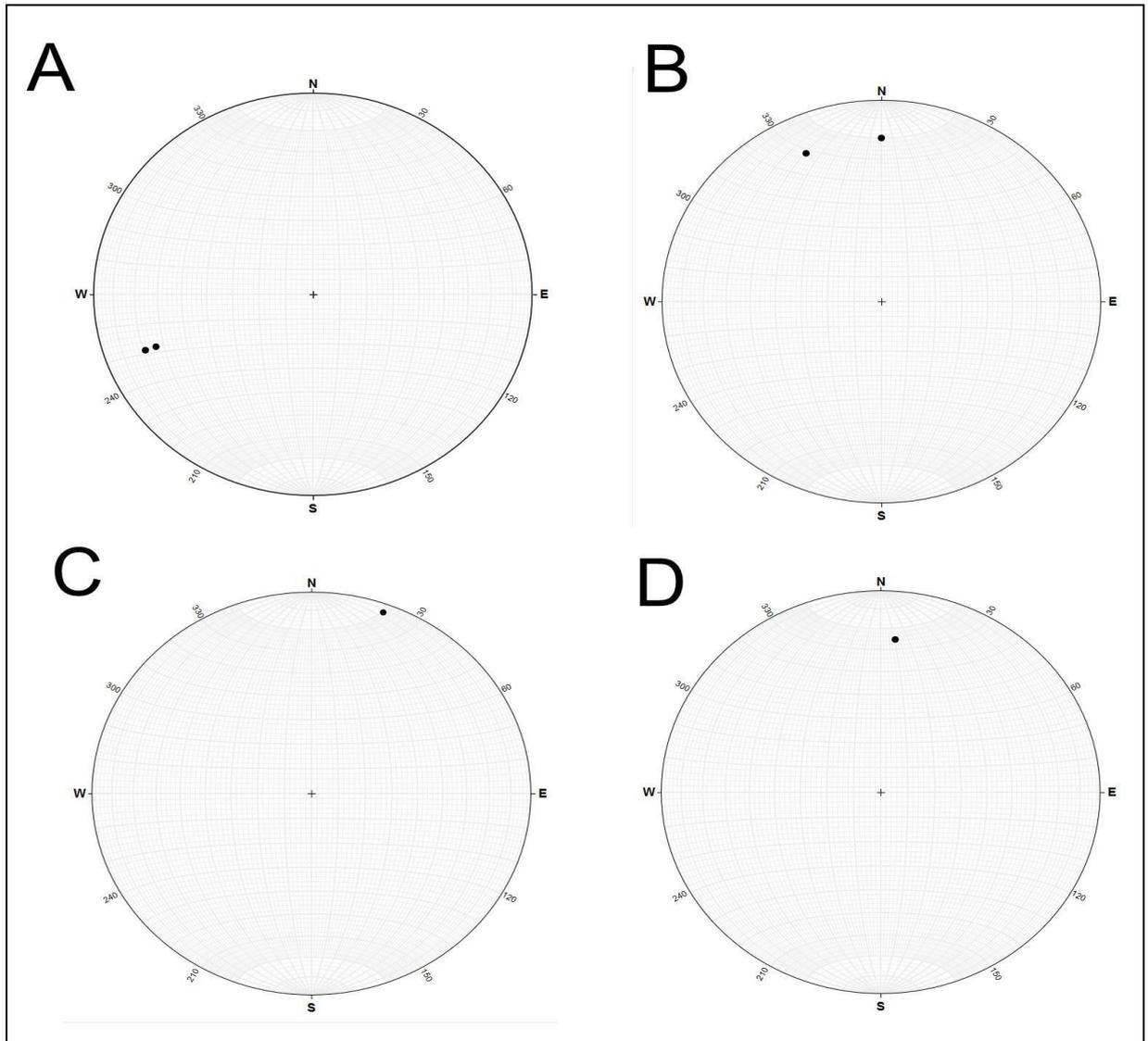


Figura 24: Estereogramas com os polos dos planos de falhas presentes na área de estudo, todos apresentando alto mergulho.



Figura 25: Zona de falha de aproximadamente 40 cm nos ignimbritos, com veios pegmatíticos deslocados e fissuras preenchidas por material rico em quartzo. Vista em planta. Ponta do Facão.

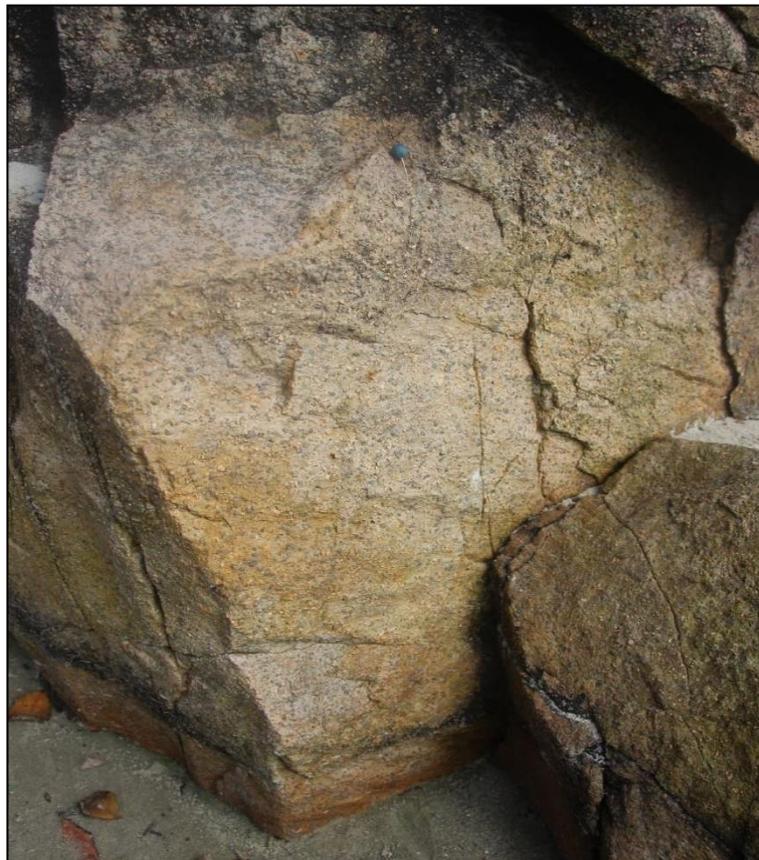


Figura 26: Plano de falha de direção SW, subvertical, com degraus de falha apontando na direção N, indicando uma falha de componente oblíqua e deslocamento sinistral. Praia do Matadeiro.

Diques básicos de diabásio são comuns na área e foram descritos conforme ocorrência ao longo dos perfis. Contudo, um dique de diabásio de espessura métrica, que corta os ignimbritos na Ponta do Quebra Remo é aqui descrito, pois o mesmo registra estrais de falha que atestam a existência de falhas na região também após a colocação destes diques interpretados como de idade Cretácea (Fig. 27).

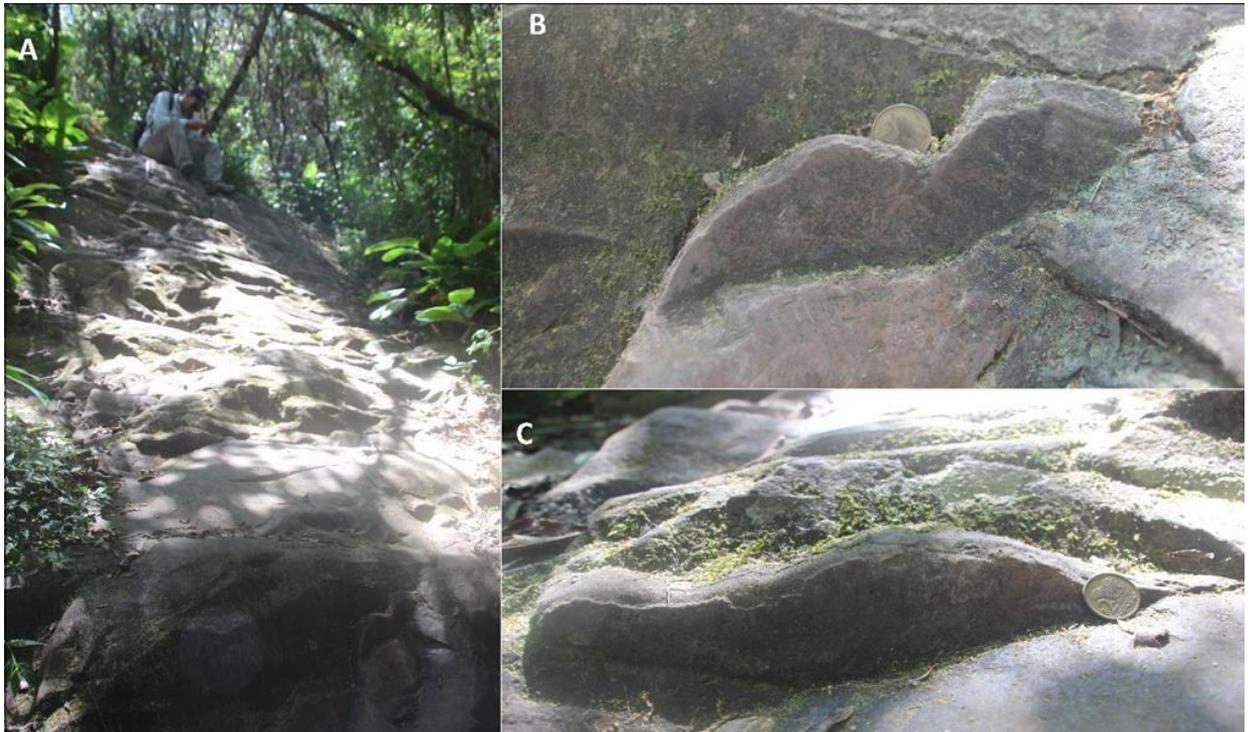


Figura 27: Dique básico da região da Ponta do Quebra Remo (Perfil 1). A) Visão geral do afloramento de dimensões decamétricas de um dique básico, de textura afanítica, com disjunções horizontais e verticais; B) Plano de falha com estrias em baixo ângulo

8 DISCUSSÕES

Na região da área de estudo foram encontradas quase todas as rochas presentes na unidade litológica da Suíte Cambirela, com os ignimbritos ocorrendo em larga escala, granitos apenas como xenólitos ou corpos tabulares em drenagens e os diques básicos que seccionam todo o conjunto. Os ignimbritos foram identificados na maior parte da área de estudos, assim como nos estudos de Lange(2016), Laikovski (2018) e Santos et al. (2019). As faciologias identificadas são as mesmas daquelas descritas por Santos et al. (2019) na sessão tipo da unidade, no Morro do Cambirela.

Os ignimbritos foram divididos em três litofácies distintas: (i) lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica; (ii) lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica e (iii) lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica. Observa-se uma variação lateral das fácies de NW-SE, com ignimbritos variando de lapili tufo com alto conteúdo de cristais para lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica, indicando flutuações na quantidade de cristais no magma. Com base nestes informações é possível sugerir que a região sul da Ilha de Santa Catarina se enquadre no Grupo 3 do modelo de depósitos piroclásticos proposto por Bachmann & Bergantz (2004), onde há uma variação abrupta, com a parte superior do *mush*, em contato com a camada rica em líquido, sendo modificada durante as fases eruptivas, gerando assim uma rápida mudança de depósitos pobres a depósitos ricos em cristais.

Destaca-se ainda que os contatos entre as fácies são controlados por falhas ou diques básicos, indicando que as variações abruptas permitiram a geração de zonas de fraqueza.

Com base nos dados estruturais, associado a análise faciológicas e possível sugerir que a orientação original horizontal dos ignimbritos pode ser reconstruída e que o sentido do fluxo magmático era SE-NW. Contudo, dada a complexidade das relações estruturais, bem como a variação nas direções das foliações magmáticas identificadas, estudos de igual detalhe em uma área maior são recomendados para uma melhor compreensão e reconstrução da disposição espacial original destes ignimbritos.

Dado ao grau de soldagem dos ignimbritos, as várias falhas normais e transcorrentes presentes na área, e a correlação dos ignimbritos com rochas plutônicas a hipabissais e

ausência de unidades sedimentares correlatas, estes ignimbritos parecem ter se formado a partir de uma interação de sistemas plutônicos rasos e tectônica, o que está de acordo com a interpretação de Santos et al. (2019), que interpreta estes ignimbritos como gerados em ambiente fissural. Segundo Aguirre-Díaz & Labarthe-Hernández (2003), os ignimbritos fissurais se formam quando falhas normais interagem com grandes câmaras de magma ou são afetadas por elas em camadas crustais rasas causando a abertura do sistema e levando a erupções explosivas de fluxos piroclásticos e consequente geração destes ignimbritos de fissura.

A foliação magmática de médio a alto ângulo de mergulho identificada nos ignimbritos, bem como a ocorrências de planos de falhas também de alto ângulo de mergulho, são concordantes com os fotolineamentos de Tomazzoli & Pellerin (2015). O presente estudo sugere que os ignimbritos são verticalizados pela ocorrência de falhas entre Morro do Facão e a Ponta da Lagoinha e entre o Dedo de Deus e o Morro da Coroa, que causaram o basculamento das camadas de disposição original horizontal.

Um corpo granítico equigranular médio a grosso, com anfibólio e encontrado na porção sul da Praia da Lagoinha do Leste é interpretado no trabalho de Tomazzoli & Pellerin (2015) como correlacionado ao Granito Itacorumbi, porém neste trabalho o corpo granítico é interpretado como relacionado ao Granito Morro das Pedras descrito por Janasi et al. (2015). De acordo com estes autores, esse granito ocorre esparsamente na Ilha de Santa Catarina sendo correlacionado com o granito São Pedro de Alcântara e contemporâneo a Suíte Cambirela (590 Ma).

9 CONCLUSÕES

Através das análises dos dados geológicos e estruturais coletados neste trabalho é possível traçar as seguintes conclusões:

- Os ignimbritos da Suíte Cambirela constituem a litologia mais abundante da região do Pântano do Sul. Três litofácies foram identificadas: distintas: (i) lapili tufo com alto conteúdo de cristais, bombas e fragmentos líticos e textura eutaxítica; (ii) lapili tufo com baixo conteúdo de cristais e textura eutaxítica e (iii) lapilli-tufo com alto conteúdo de cristais e textura eutaxítica e parataxítica e são correspondentes àquelas identificadas na sessão tipo da unidade, no Morro do Cambirela, por Santos et al. (2019).
- Sugere-se que a região sul da Ilha de Santa Catarina se enquadre no Grupo 3 do modelo de depósitos piroclásticos proposto por Bachmann & Bergantz (2004) com uma variação abrupta nas fácies e os contatos sendo controlados por falhas normais, que foram reativadas de maneira transcorrente gerando zonas de cataclases e descolamento de veios de quartzo.
- É possível interpretar a origem da Suíte Cambirela como um sistema magmático raso, com uma câmara subvulcânica com ocorrência de uma sequência de pulsos eruptivos, sendo estes fortemente influenciado por falhas, o que gerou erupções explosivas e consequentemente uma grande quantidade de fluxos piroclásticos, gerando os chamados “ignimbritos de fissura”.
- Lange (2016) e Laikovski (2018) sugerem uma renomeação da unidade como Ignimbrito Cambirela, proposta essa seguida neste trabalho.

REFERÊNCIAS

ALLMENDINGER, R. W.; CARDOZO, N. C.; FISHER, D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge University Press, 289 p. 2013.

BACHMANN, O.; BERGANTZ, G. W. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, v. 45, n. 8, p. 1565-1582, 2004.

BACHMANN, O.; BERGANTZ, G. The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, v. 4, p. 17-21, fev., 2008.

BASEI, M. A. S. O CINTURÃO DOM FELICIANO EM SANTA CATARINA. 1985. 191 f. Tese (Doutorado) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

BASEI et al. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic evolution of South America*, SBG. Rio de Janeiro, p. 311-334, 2000

BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F.; JACOB, J. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts-evidence from a reconnaissance provenance study. *Prec. Res.*, v.139, p.195-221, 2006.

BASEI, M. A. S. et al. The Cryogenian rift-related granitogenesis of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: *INTERNATIONAL SHRIMP WORKSHOP*, 4., Saint Petersburg, 2008, Proceedings, v. 1, p. 24-26

BASEI, M. A. S. et al. Tectonic granitoid of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 4, p.324-350. 2011^a.

BASEI, M. A. S. et al. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *International Journal Of Earth Sciences*, v. 100, n. 2-3, p.543-569. 2011b.

BASEI, M.A.S. & HAWKESWORTH, C. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região Sul-brasileira. In: *SIMP. INTERN. DEL NEOPROTEROZOICO-CAMÉRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, 1. Lãs 102 Palomas-Minas, 1993. Boletim de Resumos Expandidos... Lãs Palomas-Minas, Uruguay, *DI.NA.MI.GE.* Tomo 2, resumo n9 41.

BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. 1993. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3–16.

BITENCOURT, M. F., NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, [s.l.], v.30, n.1, p.186-189, 2000.

BITENCOURT, M. F., et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Revista Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, n.35, p. 109–136, out. 2008.

CANDELA, P. A. A Review of Shallow, Ore-related Granites: Textures, Volatiles, and Ore Metals. *Journal of Petrology*, v. 38, n. 12, p. 1619–1633, 1997.

CORRÊA, V. X. Geoquímica, Isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. 2016. 219 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the brasiliano cycle in Southern Brazil. *Communication of Geological Survey Namibia*, v. 10, p.151–166. 1995.

FISCHER. Mechanism of deposition from pyroclastic flows *Am. J. Sci.* (1966)

FLORISBAL, L.M. Petrogênese de Granitos Sintectônicos em Ambiente Pós-colisional do Escudo Catarinense: Estudo Integrado de Geologia Estrutural, Geoquímica Elemental e Isotópica Sr-Nd-Pb e Geocronologia U-Pb em Zircão. 2011. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo. 2011

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo: Beca, 2004. Cap. 13. p.203-235.

HILDRETH, W. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10153-10192, 1981.

HUECK, M., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Oriolo, S., Heidelbach, F., Siegesmund, S., 2018. Evolution of the major Gercino shear zone in the Dom Feliciano belt, south Brazil, and implications for the assembly of southwestern Gondwana. *Int. J. Earth Sci.* 108 (2), 403–425

JANASI, V. A., et al. (2015). Low- d18o shallow-level neoproterozoic a-type granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. In: 8TH HUTTON SYMPOSIUM ON GRANITES AND RELATED ROCKS. Florianópolis, Brazil, 2015.

LAIKOVSKI, Gelce Camila. PETROGRAFIA DO SISTEMA PLUTONO-VULCÂNICO DA SUÍTE CAMBIRELA NO MORRO DOS CAVALOS – SC. 2018. 65 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Ufsc, Florianópolis, 2018.

LANGE, M. B. S. Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no Sul da Ilha de Santa Catarina. 2016. Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

LE MAITRE, R.W. (Edit.). *Igneous Rock: A Classification And Glossary Terms*. New York: Cambridge University Press, 2002, 236 p

LISLE, R. J.; LEYSHON, P. R. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*. 2. Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 124 p

LLAMIAS, E. J. (2008). *Geología de los cuerpos ígneos* (3 ed.). Buenos Aires, Instituto Salesiano de Artes Gráficas, 222p.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Australia: University of Tasmania, 1993.

PAPALE, P.; MONTAGNA, C. P.; LONGO, A. Pressure evolution in shallow magma chambers upon buoyancy-driven replenishment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 18, 2017.

PHILIPP, Ruy Paulo; PIMENTEL, Marcio Martins; CHEMALE JUNIOR, Farid. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal Of Geology*, [s.l.], v. 46, n. 1, p.83-104, jun. 2016.

POLO, Liza Angelica. *Petrografia e química dos ignimbritos do Cerro Pululus esua correlação com depósitos da Caldera Vilama, Puna, Andes Centrais, NW da Argentina*. 2008. 191 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Usp, São Paulo, 2008

RATAJESKI, K. Estimation of initial and saturation water concentrations for three granitic plutons in the North–Central Great Basin, Nevada, 1995. M. Sc. Thesis - College Park, University of Maryland, USA, 1995.

R.S.J. SPARKS et al. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites J. *Volcanol. Geotherm. Res.* (1977)

SANTOS, Erico Albuquerque dos. *PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC*. 2019. 105 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Ufrgs, Porto Alegre, 2019.

SCHMID, R. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geol Rundsch* 70, 794–799 (1981). <https://doi.org/10.1007/BF01822152>

SCHROEDER, G.S. Análise tectônica da Bacia do Itajaí. Dissertação de doutorado. Programa de pós-graduação em geociências – URGs, 2006.

SILVA, L. C.; DIAS, A. A. Projeto Timbó-Barra Velha: relatório preliminar. Convênio DNPM/CPRM, v. 1, 282 p. 1981.

SILVA, L.C. 1987. Geologia do Precambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C.; BORTOLUZZI, C.A. Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina. Escala 1:500000. DNPM/CRM-SC. p. 12-90.

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

SCHEIBE, L. F. & TEIXEIRA, V. H. 1970. Mapa Topogeológico da Ilha de Santa Catarina. Porto Alegre, DNPM.

SOMMER, C. A., et al. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, v. 30, p. 3-26, 2003.

SWANSON S. E. Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures, *American Mineralogist*, 1977, vol. 62 (pg. 966-978)

TOMAZZOLI, E. R.; PELLERIN, J. M. Unidades do Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina: as rochas. *Geosul*, Florianópolis, v. 30, n. 60, p. 225-247, nov., 2015.

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. 1978. Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC, BRASIL, Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.

UFRGS. Mapeamento Geológico 1: 25.000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre: 1999 vol. 7. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ZANINI, L. F. P.; et al. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI). CPRM, Brasília, 252p., mapas. Escala 1:100.000.