UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO ENXAME DE DIQUES DE
FLORIANÓPOLIS NA PARTE NORTE DA ILHA DE SANTA
CATARINA

Natasha Sarde Marteleto

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2017

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DO ENXAME DE DIQUES
DE FLORIANÓPOLIS NA PARTE NORTE DA ILHA DE
SANTA CATARINA**

NATASHA SARDE MARTELETO

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Dissertação de Mestrado

Nº 774

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Valdecir de Assis Janasi

Dr^a. Leila Soares Marques

Dr^a. Luana Moreira Florisbal

SÃO PAULO
2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

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

Marteleteo, Natasha Sarde

Geologia e petrologia do enxame de diques de Florianópolis na parte norte da ilha de Santa Catarina / Natasha Sarde Marteleteo. - São Paulo, 2017.

150 p.: il + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Janasi, Valdecir de Assis

1. Geoquímica 2. Petrologia ígnea 3. Florianópolis: Enxame de diques 4. Províncias ígneas 5. Modelamento geoquímico I. Título

*"(...) However, where does the truth lie?" –
Alfred Wegener, 1929. The origin of continents
and oceans.*

Agradecimentos

Seria impossível agradecer a todos que me ajudaram nessa jornada até o final do mestrado. Muitas pessoas especiais aparecem no nosso caminho, e nos transformam um pouco a cada dia. Gostaria de agradecer meu orientador Valdecir Janasi, por todas as contribuições, reuniões, pela compreensão e amizade, que o tornam um excelente orientador. À Luana Florisbal, por toda a ajuda, e pelo grande impulso de me colocar nesse tema. É muito bom poder contar com vocês. Agradeço também aos integrantes do Projeto Temático, que além das discussões, viagens de campo, workshops contribuem cada dia mais com trabalhos muito relevantes para começar a entender o vulcanismo na Bacia do Paraná.

Muito obrigada a todos os colegas da Pós-Graduação, presentes nos últimos anos, que acabam se tornando como uma família. Em especial, aos amigos da Geo de longa data Clo, Frotinha, Erika, Beiça, Isquenta, Dira, Alice, Pedro, Maria Isabel, Liza, Vinícius, Bia, Gabi ao pessoal da sala B7 e todos os amigos queridos e colegas que eu não citei. À amiga-irmã Bruna.

Muito obrigada aos funcionários que fazem as coisas serem possíveis e acontecerem, Samuca, Isaac, Leandro, Marcos, Zé Paulo, Paulinho, Sandra, Vinícius, Jordana, Zé Carlos e muitos outros. Aos professores que sempre estiveram prontos a ajudar e ensinar. Muito obrigada aos professores Mario Campos, Miguel Basei, Fabio Ramos, Daniel Atêncio, Adriana Alves, Schorscher, a todo o corpo docente do Instituto.

Muito obrigada ao Eduardo Fontana, pelo que passamos e por tudo que ainda vamos passar.

À minha família, que sempre me apoiou e esteve ao meu lado.

Agradeço o apoio financeiro ao Projeto Temático da FAPESP PROC 2012/06082-6, e a CAPES, pela bolsa de mestrado.

Resumo

O Enxame de Dique de Florianópolis (EDF) é parte do sistema de alimentação das lavas da Província Magmática Paraná-Etendeka (PEMP), de idade eocretácea, que constitui a segunda maior província de basaltos continentais do mundo em área preservada. Nas exposições do extremo norte da Ilha de Santa Catarina, predominam largamente diques básicos (microgabros) de direção NNE, quimicamente equivalentes aos basaltos do tipo Urubici, do qual devem constituir o sistema de alimentação, como indicado por evidências estruturais, geoquímicas e geocronológicas. Esses diques são cortados por diques mais jovens e menos espessos (em parte de direção NNW), mas também existem diques NNW que não mostram relações de corte. Foram considerados parte de um mesmo sistema conjugado de fraturas, o que está em conformidade com a interpretação de reativação de estruturas prévias do embasamento. A componente principal de maior compressão, σ_1 , tem direção NE-SW. Cálculos da dilatação crustal realizados neste trabalho indicam valores mínimos em torno de 5,4% quando da colocação dos diques (~ 134 Ma).

Outros tipos de diques básicos menos expressivos podem ser distinguidos especialmente pelos conteúdos de P_2O_5 (%) e Sr (ppm), e são semelhantes ao magma-tipo Pitanga, do qual no entanto se diferenciam por razões de elementos traço, como $(Tb/Yb)_N$ levemente mais alto, em relação ao magma-tipo em sua área de ocorrência. Diques ácidos de composição dacítica são subordinados, e ocorrem no centro de diques compostos, cujas bordas podem ser de microgabros tipo Pitanga ou, em um caso, andesito. Os dacitos mostram semelhanças com rochas vulcânicas Chapecó, que se diferenciam por razões de elementos traço e isotópicas, por exemplo, maiores razões $(La/Yb)_N$ e maiores $^{87}Sr/^{86}Sr_{(ij)}$.

Modelagem geoquímica de elementos traços mostram que os dacitos podem ser geneticamente associados aos microgabros por processos de fracionamento de ca. 65-70% de um cumulado com $\sim 45\%$ de plagioclásio, $\sim 40\%$ de clinopiroxênio e $\sim 15\%$ de magnetita acompanhados de assimilação (massa de assimilado/cristalizado = 0,1) de granitos neoproterozoicos encaixantes. Os melhores resultados são obtidos para os microgabros que formam borda dos diques compostos, caracterizados por teores intermediários de Sr e altos de P_2O_5 , mas os testes com outras composições de microgabros, incluindo o tipo de alto Sr- P_2O_5 (Urubici), também proporcionaram resultados satisfatórios.

Abstract

The Florianópolis Dike Swarm (FDS) is part of the lava feeding system of the Paraná-Etendeka Magmatic Province (PEMP), of eocretaceous age, which is the second largest province of continental basalts in the world in preserved area. The northern part of the Santa Catarina Island show basic dikes (microgabbros) of NNE-trends, chemically equivalent to basalts of Urubici type, which should constitute the feeding system, as indicated by structural, geochemical and geochronological evidences. These dikes are cut by lower occurrence younger dikes (in part of NNW direction), but there are also NNW dikes that do not show crosscut relations. They were considered part of the same conjugate system of fractures, which is in accordance with the interpretation of reactivation of previous structures of the basement. The main component of higher compression, σ_1 , has NE-SW direction. Calculations of the crustal dilation, performed in this study, indicate minimum values of around 5.4% (~ 134 Ma).

Other types of less expressive basic dikes can be distinguished specially by the contents of P_2O_5 (%) and Sr (ppm). They are similar to the Pitanga magma-type, but differ on ratios of trace elements such as $(Tb/Yb)_N$ slightly higher, relative to the magma-type in its area of occurrence. Acidic dykes of dacitic composition are subordinate and occur in the center of composite dikes, whose borders may be of Pitanga type of microgabbro or, in one case, andesite. Dacites show similarities with Chapecó volcanic rocks, but they differ for ratios of trace and isotopic elements, for example, higher ratios $(La / Yb)_N$ and higher $^{87}Sr / ^{86}Sr_{(i)}$.

Geochemical modeling of trace elements shows that dacites can be genetically associated to microgabbros by fractionation processes of 65-70% of a *cumulus* with $\sim 45\%$ of plagioclase, $\sim 40\%$ of clinopyroxene and $\sim 15\%$ of magnetite accompanied by assimilation (assimilated / crystallized mass = 0.1) of host neoproterozoic granites. The best results are obtained from microgabbros that form the edge of the composite dikes, characterized by intermediate levels of Sr and high P_2O_5 . However, the tests with other compositions of microgabbros, including the type of high Sr- P_2O_5 (Urubici), also yielded satisfactory results.

Sumário

Índice de figuras.....	i
Índice de Tabelas	xii
Índice de Quadros	xiii
Capítulo I – INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO.....	1
I.1. Introdução.....	1
I.2. Objetivos.....	2
I.3. Localização	2
Capítulo II – REVISÃO CONCEITUAL, GEOLOGIA REGIONAL E MATERIAIS E MÉTODOS.....	5
II.1. Revisão Conceitual	5
II.1.1 Diques: o que são?.....	5
II.1.2 Morfologia, segmentação e feições de borda.....	6
II.1.3 Mecanismos de alojamento – Enxames de diques	10
II.1.4 Grandes Províncias Ígneas.....	12
II.2. Geologia Regional.....	18
II.2.1 A Província Magmática do Paraná.....	18
II.2.1.1 Classificação e estratigrafia da Província Magmática do Paraná.....	24
II.2.2 O Enxame de Diques de Florianópolis	28
II.2.2.1 Distribuição do Enxame de Diques de Florianópolis no espaço e no tempo.....	29
II.2.2.1.1 Mapa Geológico	29
II.2.2.1.2 Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para os derrames e diques	33
II.2.2.1.3 Idades U-Pb para derrames e diques.....	34
II.3. Materiais e Métodos	35
II.3.1 Etapas de campo.....	35
II.3.2 Utilização do SIG – Software ArcMap® e QGIS®	35
II.3.3 Amostragem.....	36
II. 3.4 Mapas aerogeofísicos e ortofotos	37
II.3.5 Microscopia Ótica.....	39
II.3.6 Química de rocha total	39
II.3.6.1 Geoquímica Elemental	40
II.3.6.2 Isotópica (isótopos radiogênicos – Sr e Nd)	42
II.3.7 Química Mineral.....	45

II.3.8 Microscópio Eletrônico de Varredura - MEV	47
II.3.9 Difração de Raios-X.....	47
CAPÍTULO III – RESULTADOS.....	48
III.1. Geologia - relações de campo.....	48
III.1.1 Diques básicos	49
III.1.1.1 Enclave básico	54
III.1.2 Diques ácidos e compostos (básicos/ácidos).....	56
III.1.3 Dique composto: intermediário/ácido	60
III.2. Geologia Estrutural.....	62
III.2.1 Estruturas e Feições de borda	65
III.2.2 Cálculo de Dilatação Crustal (β)	70
III.3. Petrografia e Química Mineral.....	74
III.3.1 Relações texturais magmáticas e hidrotermais	74
III.3.1.1 Microgabro/Andesito.....	75
III.3.1.2 Enclave microgranular máfico	80
III.3.1.3 Dacito.....	81
III.3.2 Alteração Hidrotermal	84
III.3.2.1 Microgabro/Andesito.....	84
III.3.2.2 Dacito.....	87
III.3.3 Química Mineral.....	89
III.3.3.1 Microgabro	91
III.3.3.2 Enclave Microgranular Máfico	97
III.3.3.3 Dacito.....	101
III.4. Geoquímica Elemental e Isotópica	106
III.4.1 Elementos maiores, traço e elementos terras raras (ETR)	106
III.4.2 Geoquímica Isotópica – Sr e Nd	114
Capítulo IV - DISCUSSÕES.....	118
IV.1 Estruturas e espaço de colocação.....	118
IV.2. Comparações geoquímicas com magmas-tipo da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE)	119
IV.3. Relações temporais– Sumário das implicações Estratigráficas	125
IV.4. Processos secundários registrados na petrografia dos diques	127
IV.5. Petrogênese: Modelamentos Geoquímicos.....	130
IV.5.1. Modelamento de elementos maiores: balanços de massa.....	131

IV.5.2. Modelamentos de elementos traço incompatíveis.....	133
IV.5.2.1. Resultados do modelamento de traços por Cristalização fracionada (FC)	134
IV.5.2.2. Resultados do modelamento de traços por Cristalização Fracionada e Assimilação (AFC)	137
Capítulo V – CONCLUSÕES	141
Referências bibliográficas.....	143
ANEXOS	151

Índice de figuras

Figura 1 – Mapa de localização da Ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis, região sul do Brasil. A área estudada encontra-se destacada pelo retângulo em vermelho. O mapa mostra os pontos descritos, e são detalhados no item 3.2 Amostragem, no Capítulo II.....	3
Figura 2 – Imagem de satélite da área de estudo, com as principais vias – estradas estaduais - representadas em amarelo. Os nomes das praias encontram-se escritos em preto. Fonte: Google Earth.....	4
Figura 3 – Modificado de Cadman <i>et al</i> , 1990. (A) Esquema que ilustra feições de resposta a diferentes componentes de abertura: ortogonal (dilatação pura), componente dextral e componente sinistral de movimentação. (B) (a) Irregularidades da fratura, que destoam da direção principal do dique, provocam feições transpressivas em resposta a condições de dilatação pura, ortogonal. (b) Planos de fraqueza, ou estruturas prévias, da rocha encaixante, que influenciam na morfologia e disposição de fraturas, que nem sempre abrem perpendicularmente à direção do esforço.....	8
Figura 4 – Retirado de Rickwood (1990). Terminologia de deslocamento de diques. Os exemplos mostram casos em que há o destacamento e movimentação (A, B, C, F), e que os conectores estão presentes (D, E, G).....	9
Figura 5 – Modificado de Cadman <i>et al</i> . (1990). (A) Ponte da rocha hospedeira formada durante a dilatação inicial. (B) A ponte é rompida quando a dilatação continua. (C) parte de pontes destacadas para formar um xenólito que (D) pode ser assimilado ou fundido.....	10
Figura 6 – Retirado de Ernst (2014). Seis características geométricas de grandes enxames de diques (de Ernst & Buchan, 2001). (I) Padrão de leque contínuo. (II) Padrão em leque subdividido em subenxames. (III) Subenxames de diques subparalelos, que irradiam de um ponto comum. (IV) Diques subparalelos espalhados por uma área. (V) Diques subparalelos em uma zona restrita. (VI) Padrão arqueado. As estrelas, nos esquemas, indicam onde se encontraria uma possível pluma, dada pela convergência de diques em padrões radiais – hipótese de geração desses enxames.....	12
Figura 7 – Imagem de satélite (NASA 2015) e províncias basálticas mais jovens que 250 Ma. Modificada de Coffin & Eldholm, 1991 e Saunders, 2005. Em verde encontram-se platôs oceânicos, e em vermelho, basaltos continentais. Pontos amarelos mostram posições atuais de possíveis hotspots, relacionados às províncias representadas. Em cinza, sombreado, estão representados crátons arqueanos, modificado de Wang <i>et al</i> (1998).	14
Figura 8 – Retirado de Foulger, 2011. Seção esquemática da Terra com a representação de dois modelos: de Plumas à esquerda (modificado de Courtillot <i>et al.</i> , 2003), e de Placas à direita. No modelo de Plumas, o material e o calor provêm do manto inferior, ou do núcleo. Os <i>slabs</i> têm capacidade de penetrar profundamente. No modelo de placas, as profundidades de reciclagem são variáveis e o vulcanismo é concentrado em regiões extensionais. O manto não é homogêneo e o manto inferior é isolado, inacessível ao vulcanismo superficial. A localização das anomalias de fusão é governada por condições de tensões e fertilidade do manto.....	17

Figura 9 – Área da Província Magmática do Paraná, ocupada por basalto, nas regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, além de porções no norte do Uruguai, e oeste da Argentina e Paraguai. Também são destacados três enxames de diques na costa sul e sudeste do Brasil. Modificado de Marsh <i>et al.</i> (2001) e Peate (1997).	20
Figura 10 – Retirado de Bellieni <i>et al.</i> (1986). Esboço do mapa geológico da Bacia do Paraná: 1 = embasamento cristalino pré-Devoniano; 2 = sedimentos pré-vulcânicos (principalmente Paleozoicos); 3 = vulcânicas básicas a intermediárias (Formação Serra Geral: Cretáceo Inferior); 4 = fluxo de lava ácido (Formação Serra Geral) - Palmas tipo (4a) e Chapeco tipo (4b); 5 = sedimentos pós-vulcânicos (principalmente Cretáceo Superior); 6 = estrutura do tipo arco; 7 = estrutura do tipo sinclinal; 8 = lineamentos oceânicos (Asmus & Baisch, 1983); e 9 = lineamento tectônico e/ou magnético. São destacadas as estruturas e lineamentos NW, que marcam descontinuidades da bacia.....	21
Figura 11 – Retirada de Milani (2004). Representa o arcabouço tectônico da Bacia do Paraná (Marques <i>et al.</i> , 1993), com destaque para horsts e grábens, de orientação NE-SW.....	22
Figura 12 – Diagrama cronoestratigráfico retirado de Milani <i>et al.</i> , 2007. Contém o resumo estratigráfico, tectônica e magmatismo durante a deposição e subsidência da Bacia do Paraná. As sequências vulcânicas da Fm. Serra Geral aparecem no topo, recobrando os sedimentos eólicos da Fm. Botucatu, por vezes se intercalando aos mesmos. São recobertas, na porção norte-noroeste, pelos sedimentos cenozoicos da Bacia do Chaco.....	23
Figura 13 – Mapa esquemático da província, extraído de Janasi <i>et al.</i> (2011). Mostra a distribuição dos principais tipos de basaltos, dacitos e riolitos, na Bacia do Paraná. Extraído de e modificado de Peate <i>et al.</i> (1992) e Stewart <i>et al.</i> (1996).	26
Figura 14 – Seção esquemática N-S da Província Magmática do Paraná, extraída de Peate (1997). Relações estratigráficas são apresentadas para o sul e o norte da província, incluindo os tipos ácidos, que se interdigitam, ou recobrem parte dos derrames basálticos.	27
Figura 15 – Mapa geológico simplificado da Ilha de Santa Catarina, modificado de Caruso & Awdziej (1993). Diques mesozoicos representados no mapa foram compilados de trabalhos de Tomazzoli & Pellerin, e Pellerin <i>et al.</i> (2010).	31
Figura 16 - Mapa de afloramentos amostrados. A legenda mostra unidades que aparecem na área de estudo. O mapa geológico é modificado de Caruso & Awdziej (1993), e os diques representados no mapa, retirados de Tomazzoli & Pellerin (2008) e Tomazzoli & Lima (2006).36	
Figura 17 – Articulação das folhas topográficas utilizadas para o levantamento geofísico, na escala de 1:100 000. Fonte: http://www.cprm.gov.br/publique/media/aero_parana_santacatarina . A ilha de Santa Catarina aparece destacada por linha pontilhada preta.....	38
Figura 18 – Ilustração da localização dos componentes presentes na metodologia do cálculo de dilatação crustal. Dt é a distância total, que sofreu a dilatação, ou extensão. Ld _{1,2,3,4} são espessuras medidas de cada dique.....	38

Figura 19 – Equipamentos utilizados para a preparação de material para análise química de rocha total, pertencentes ao Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA). (a) Prensa hidráulica, (b) Moinho, (c) Panela de ágata, componente do moinho.	40
Figura 20 – (a) Prensa para a obtenção de pastilha prensada, após a micronização. (b) micronizador com pastilhas de teflon.	40
Figura 21 – Mapa esquemático do norte da Ilha de Santa Catarina. Pontos que possuem diques de diferentes composições e que mostram relações de corte encontram-se representados por código de campo, e ordem de apresentação no capítulo.	49
Figura 22 – Afloramento de diques básicos no Costão do Santinho. Podem-se observar intrusões de diferentes direções, para NE, com feições de resfriamento. (A) Fotoaérea, na escala 1:1000, na qual o croqui foi baseado. O croqui mostra três diques, numerados de I a III, com diferentes composições: I e III – Microgabro com alto conteúdo de Sr (>550 ppm) e P_2O_5 ; II – Microgabro de conteúdo intermediário Sr (<550 ppm) e P_2O_5 . As relações de corte e a presença de margens resfriadas indicam se tratar de três diques, de ordem de intrusão I-II-III, e diferentes estágios de abertura dos espaços de colocação. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.	50
Figura 23 – (A) Fotoaérea do afloramento E-01, na escala 1:2000. (B) Foto e croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr- P_2O_5 (ASr-P) e intermediário-Sr alto- P_2O_5 (ISr-AP). As relações de corte não podem ser visualizadas, sendo que há fraturas, de direção NNW-SSE, posteriores. Existe também uma geração de diques de espessura fina, muito alterados, representados na cor preta no croqui. Estes diques provocam halos de alteração, de cor verde clara no granito. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.	52
Figura 24 - (A) Fotoaérea do afloramento V-31, na escala 1:2000. (B) Foto e croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr- P_2O_5 (ASr-P) e baixo-SiO ₂ (BSi), intermediário-Sr, e alto- P_2O_5 (BSi-ISr-AP). No croqui, é representada a parede leste de um dique, paralelo à estrada, e um dique fino do tipo ASr-P. Dois diques paralelos do tipo BSi-ISr-AP cortam os primeiros, e apresentam alteração hidrotermal pervasiva. Mais detalhes serão explorados no item 3 (Geoquímica) deste capítulo. Um xenólito granítico, de aproximadamente 1,5 m, aparece no interior do dique posterior. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.	53
Figura 25 - (A) Foto aérea do afloramento V-10, na escala 1:1000. Croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr, alto- P_2O_5 (ASr-P); e intermediário-Sr, intermediário- P_2O_5 (ISr-P). Dique principal, de direção N60E, possui enclave microgranular máfico (B), de composição básica. Suas características, e detalhes, são apresentados nos itens de petrografia e geoquímica.	55
Figura 26 – (A) Fotoaérea do afloramento V-07, em escala 1:1000, no Costão da Praia Brava. É destacado por se tratar de um dique com borda e centro de diferentes composições: microgabro de tipo intermediário-Sr e alto- P_2O_5 (ISr-AP), e dacito. Quando em contato com o granito, o microgabro, que é bem menos abundante em área, apresenta margens resfriadas (aprox. 20 cm). Já o dacito não apresenta qualquer mudança na sua granulação, inclusive,	

apresentando a mesma quantidade de fenocristais, como mostrado em maior detalhe em (B). Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.....	57
Figura 27 – (A) Fotoaérea em escala 1:2500 dos afloramentos E-02 e E-23. O dacito foi identificado em dois afloramentos alinhados, sendo que somente o contato oeste foi observado, no E-02. O contato inferido foi traçado com base no lineamento aparente na imagem. (B) Visão geral do ponto. (C) Detalhe de xenocristais e xenólitos graníticos sendo assimilados pelo dique. O contato desses xenólitos é difuso, irregular e sinuoso. Foram amostrados locais com maior e menor contaminação.....	59
Figura 28 - (A) Fotoaérea do ponto E-11, em escala 1:1000. O croqui representa um dique com borda de andesito e centro de dacito. Somente o andesito possui margens resfriadas, como no ponto V-07. O contato representado é aproximado, pela falta de indicativos em campo, sendo inferido pelo posicionamento do sítio amostrado. (B) Fotografia do dique, que não é tão espesso – possui cerca de 18 m. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.....	61
Figura 29 – Porção norte da Ilha de Santa Catarina, representada em um modelo digital de terreno, obtido através do Sistema de Informação Geográfica, do Governo de Santa Catarina (http://sigsc.sds.sc.gov.br). Os diques eocretácicos foram retirados de Tomazzoli & Lima (2006) e Tomazzoli & Pellerin (2008). Pontos descritos estão plotados no mapa. Os dois diagramas de roseta indicam as direções que ocorrem: (vermelho) diques ácidos, (azul) diques básicos, descritos nesta dissertação. Linhas pontilhadas na cor preta indicam lineamentos paralelos ao dique ácido, que podem indicar outras ocorrências ainda não descritas.	63
Figura 30 – Todos os diques amostrados, de composições diversas. Há a possibilidade de se tratar de um par conjugado com tensor σ_1 compressivo na direção NE-SW.....	64
Figura 31 – Fotos representativas de contatos com as rochas encaixantes: (A) Dique com parede retilínea irregular, que pode ter sido gerado a partir da reativação de fraturas pré-existentes. (B) Contato retilíneo regular entre estrutura posterior, mesozoica, e anteriores neoproterozoicas. A rocha encaixante encontra-se muito fraturada. (C e D) Fotografias do ponto V-10, mostrando o contato entre dique posterior, de direção NW-SE e de contato retilíneo com dique NE-SW. O dique posterior – delimitado em vermelho em (C), nesse ponto, não provoca deslocamentos no dique anterior, que também possui contato regular e retilíneo com o granito encaixante.....	66
Figura 32 – Feições de borda indicativas de componente dextral transcorrente. (A) Degraus no contato de dique posterior NE-SW, com dique mais antigo de mesma direção. A imagem indica, em vermelho, fraturas com a mesma morfologia no interior no dique mais antigo. Nesse caso, os degraus podem refletir fraturas da fase de colocação do primeiro dique. (B) Chifre, em zona final de dique, ou perto de um deslocamento oblíquo, também dextral. (C) Apófise distensional. (D) Apófise distensional rompida, com chifres em suas extremidades, e degraus em sua extensão.....	67
Figura 33 – (A) Borda de dique, com múltiplas apófises. (B) Detalhe de apófises que mostram deslocamentos causados apenas pela distensão. Setas em preto indicam o sentido, ortogonal à fratura. Degraus indicam abertura sem a componente transcorrente.	68

- Figura 34 – Croqui do ponto E-10, mostrando a borda leste de um dique básico. Há feições de deslocamento dextral, por falha E-W, e a presença de um xenólito de granito. Em direção ao centro do dique, um contato bem definido e retilíneo separa uma brecha de clastos basálticos e matriz argilosa, da borda congelada do dique. A morfologia do contato da brecha, com o próprio dique, pode ser um indicativo de se tratar de uma autobrecha..... 69
- Figura 35 – Composição de imagens aeromagnéticas, cedidas pela CPRM – Projeto Paraná-Santa Catarina, e ortofotos, obtidas através do Sistema de Informações Geográficas (SIGSC). Em amarelo, encontram-se retas auxiliares para medidas das espessuras dos diques, individualmente. Os limites dos diques (em vermelho) foram traçados no ArcMap, assim como foram medidas as suas espessuras. 71
- Figura 36 – Detalhe da área de estudo, onde foi calculada a dilatação crustal. A região escolhida foi delimitada pelas retas auxiliares amarelas. Suas perpendiculares, quando interceptadas por diques, definem a espessura relativa, próxima da real. O segmento auxiliar, marcado em lilás, destaca uma região sem afloramentos de cobertura quaternária..... 72
- Figura 37 – Amostras representativas de microgabro (A), andesito (única ocorrência) (B), enclave microgranular máfico (C) e dacito (D). Descrições em amostras macroscópicas indicam a cor cinza escura para A, B e C, e cinza médio para D. Granulação varia de fina a média para a maior parte das amostras. A textura é equigranular a inequigranular seriada para A, B e C. Para D, a textura é porfirítica, com fenocristais de plagioclásio, de até 1 cm, em matriz de granulação fina a muito fina. 75
- Figura 38 – Fotomicrografias das amostras C-01g e V-09a. Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Em (A, B) são observados cristais de plagioclásio (Pl) e clinopiroxênio (Cpx) em textura intergranular. Mesóstase (Mse) ocorre também em interstícios. I, II e III indicam minerais de substituição: anfibólio microcristalino, clorita/argila, e albita/sericita, respectivamente. (C, D) Plagioclásio aparece parcialmente substituído por sericita (IV). 76
- Figura 39 – Fotomicrografia da amostra E-01f à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) podem estar dispostos de forma radial, ou dispersos pela amostra. Ilmenita (Ilm) tem forma alongada, de contornos irregulares. 77
- Figura 40 – Fotomicrografia da amostra C-01h à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A imagem mostra duas gerações de anfibólio: hornblenda (Hbl) idiomórfica, aparentemente em equilíbrio com outros minerais (apatita, clinopiroxênio e plagioclásio), e outra microcristalina, associada à biotita muito fina (Act/Bt), que mostra texturas de substituição no clinopiroxênio e na ilmenita. 78
- Figura 41 – Fotomicrografias das amostras C-01h e C-01g. Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Em (A, B), Clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) possuem bordas e fraturas preenchidas por anfibólio microcristalino (I) e por sericita (IV). Em (C, D), a mesma textura de preenchimento em fraturas, no plagioclásio, e em torno de clinopiroxênio e ilmenita (Ilm). 78
- Figura 42 - Fotomicrografia da amostra E-31f à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A clorita (Chl) aparece em pseudomorfos de clinopiroxênio, e associada a

minerais opacos muito finos. Sericita e albita (IV) alteram bordas e regiões de plagioclásio (Pl).	79
Figura 43 - - Fotomicrografia do enclave máfico (amostra V-10c) à luz transmitida, com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita). (A, B) contato do enclave (à esquerda) com o dique de microgabro. Textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de olivina de até 2 mm, e de clinopiroxênio de até 0,5 mm. A matriz é fina, composta por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. (C, D) Centro do enclave – clinopiroxênio aparece em textura glomeroporfirítica, em dimensões de até 1 mm, e olivina em textura porfirítica, de até 2 mm. A matriz é fina, composta majoritariamente por plagioclásio e clinopiroxênio, com poucos cristais de minerais opacos.	81
Figura 44 – Fotomicrografias de dacitos (amostras E-16 e V-07C). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. (A, B) Fenocristal de plagioclásio (Pl) (andesina/labradorita), com bolsões de alteração (IV) compostos por mistura entre albita e micas muito finas. Clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hbl) e apatita (Ap) ocorrem em um aglomerado, no contato entre o fenocristal e a matriz fina. (C, D) Fenocristal de plagioclásio, com bolsões de alteração, e cristais menores e contínuos de hornblenda (Hbl), no contato entre o fenocristal e a matriz fina.	82
Figura 45 – Fotomicrografias de dacito (amostra E-02a). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. (A, B) Xenocristal de quartzo (Qtz), deformado, bordado por cristais contínuos hornblenda/edenita (Hbl/Ed). Microfraturas são preenchidas por calcita (Cal). (C, D) Detalhe do contato do xenocristal de quartzo com a matriz. (E, F) Xenocristal de plagioclásio (Pl1), com feições de corrosão, e substituído por minerais secundários. Apresenta uma borda contínua de cristais menores, idiomórficos, de plagioclásio (Pl2).	83
Figura 46 – Fotomicrografias de dacito (amostra V-07c). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Pseudomorfo de contorno idiomórfico de clorita (Chl) e argilominerais associado a cristais de apatita (Ap) e Ilmenita (Ilm).	84
Figura 47 – (A) Imagem de MEV – <i>backscattered</i> – do contato entre as fases de óxidos, magnetita com lamelas de ilmenita (Mt/Ilm), hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e apatita (Ap), com as fases posteriores compostas por mistura entre actinolita e biotita (Act/Bt). (1) Detalhe de A, mostrando o padrão de exsolução da magnetita. (B, C) Fotomicrografias de luz transmitida e polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A mistura de actinolita e biotita aparece na coloração marrom.	85
Figura 48 – (A) Imagem de MEV – <i>backscatter</i> – de ilmenita inclusa em plagioclásio, bordejada por actinolita e biotita, assim como a hornblenda, que envolve cristais de ilmenita com borda de magnetita (1). (B,C) Fotomicrografias de luz transmitida e polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A mistura de actinolita e biotita aparece na coloração marrom.	86
Figura 49 – (A) Imagem de MEV – <i>backscatter</i> – do contato entre plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx) e ilmenita (Ilm). Intercrescimentos de quartzo e feldspato alcalino (Qtz/Kfs) aparecem nos interstícios, e nos limites de grão. Plagioclásio possui bordas alteradas para albita.	87

Figura 50 - (A) Imagem de MEV – backscatter – mostra relações texturais entre (1) magnetita com lamelas de ilmenita (Mt/Ilm), preenchidas por titanita, em formas geométricas triangulares; (2) clinopiroxênio alterado, cominuído; (3) Duas imagens, da mesma região, com contrastes diferentes. A primeira mostra epidoto (Ep) e clorita (Chl), em textura de substituição. Na segunda pode-se observar uma mistura de sulfetos: calcopirita (Ccp) e esfalerita (Sph). (B) Fotomicrografias de luz transmitida, com polarizadores paralelos.	88
Figura 51 - (A) Imagem de MEV – <i>backscattered</i> – de um cristal de clinopiroxênio (Cpx) sendo substituído por clorita (Chl), em suas bordas, e perto de fraturas. Há também hematita na borda do clinopiroxênio. (B) Fotomicrografia de luz transmitida, com polarizadores paralelos.	89
Figura 52 – Diagrama de classificação de piroxênios do conjunto de rochas subvulcânicas estudadas. Todas as análises têm composições no campo da Augita, seguindo uma tendência geral de diminuição de Ca com o aumento de Fe.	90
Figura 53 – Diagrama de classificação de feldspatos. Modificado de Deer et. al (1992).	91
Figura 54 – Imagens <i>BSE</i> de cristais de augita, com pontos indicando os <i>spots</i> de análise na microsonda eletrônica. (A) e (B) cristais de clinopiroxênio da amostra C-01g. Regiões mais claras (mais ricas em Fe) são observadas no interior dos cristais. Foram chamadas de “regiões infiltradas” (RI*); (C) Bordas de substituição e microfraturas são preenchidas por actinolita (Act) e biotita. (C1) Detalhe de borda que se torna progressivamente mais enriquecida em Fe. (D) e (D1) Cristal e detalhe de região infiltrada, mostrando também microfraturas preenchidas por anfibólio (actinolita).	92
Figura 55 – Diagramas bivariados de Ca, Ti, Al e Mn <i>versus</i> #Mg para clinopiroxênios dos microgabros. Campos das regiões analisadas encontram-se marcadas nos diagramas: borda (B), região infiltrada (RI) – que se sobrepõe à borda, e núcleo (N). Ca, Ti e Al mostram uma correlação positiva com o #Mg, enquanto que o Mn, negativa. Para o Ca, há um <i>trend</i> bem definido, empobrecido no elemento, que mostra uma diminuição em conteúdo significativo quando comparado com conteúdo de Fe. O conteúdo de Mg permanece o mesmo com o aumento de Ca.	93
Figura 56 – Imagens de <i>BSE</i> de cristais típicos de plagioclásio (andesina/labradorita) nos microgabros. Todos os cristais mostram núcleos arredondados, e sobrecrecimentos intercalados entre faixas mais cálcicas (claras) e sódicas (escuras). As bordas dos grãos, como evidenciadas em (B) e (D), voltam a ser escuras, por vezes até mais escuras que os núcleos. Possivelmente, os núcleos arredondados correspondem a antecristais.	94
Figura 57 – Teores de An da borda (B), regiões intermediárias entre borda e núcleo (I), e núcleo (N) de alguns cristais de plagioclásio. Cada cristal da figura 56 (A,B, C, D) aparece indicado no gráfico. Pelas imagens de <i>BSE</i> , as bordas mais externas parecem serem mais pobres em An que os núcleos.	95
Figura 58 – Imagens de <i>BSE</i> de aglomerados microcristalinos compostos por actinolita (por vezes associada à biotita ou a micas). (A) borda de cristal de augita e magnetita/ilmenita sendo substituídas por actinolita ou associações de actinolita e biotita/micas. É comum a presença de apatitas nos contatos da alteração com a matriz de intercrescimento da rocha.	96

Figura 59 – Diagramas de variação de Al, Ca e Na (apfu) *versus* #Mg para anfibólio secundário das amostras de dique. Há dois grupos, um mais rico e outro, empobrecido, em Na e Ca. O grupo mais pobre em Ca não apresenta variações na quantidade desse elemento, e mostra correlação negativa entre Na e #Mg. No grupo mais rico em Ca, essa relação se inverte: apresentam correlação negativa para Ca, mas não variam em Na, com aumento de #Mg..... 97

Figura 60 – Imagens de BSE de olivinas sub- a idiomórficas, mostrando zoneamento composicional, para borda (1), região intermediária (2) e núcleo (3). Há variações graduais da borda para o núcleo. (A) Imagem de um grão de olivina, mostrando variação gradual da borda para o núcleo; (B) Detalhe de borda de cristal de olivina, mostrando bordas mais ricas em Fe, em mudança gradual; (C) Outro exemplo de cristal subidiomórfico, com borda mais rica em Fe, e mudança composicional gradual em direção à borda mais rica em Fe. 98

Figura 61 – Imagens de BSE de cristais de augita da amostra de enclave V-10c. (A) Aglomerado de augita com zoneamento oscilatório em direção às bordas, sugerido por alternância entre faixas mais claras e mais escuras. Nas porções mais externas de contorno irregular, há um aumento significativo de Fe. Regiões infiltradas são observadas acompanhando microfraturas; (B) Cristais de augita com regiões infiltradas e bordas mais claras, devido ao maior conteúdo de Fe; (C) Cristal de augita que mostra apenas intercalações de faixas mais claras na borda – mais ricas em Ca; (D) Aglomerado de cristais, mostrando regiões infiltradas e bordas mais claras – mais ricas em Fe. 99

Figura 62 – Diagramas de variação entre Ca, Ti e Al (apfu) e #Mg. Regiões mais externas de borda mostram conteúdo mais alto de Fe. Variações de zonas dentro dos cristais mostram uma variedade maior de Ca e Al – zonas mais claras são mais ricas em Ca. Retas pontilhadas azuis e pretas representam correlações positivas e negativas para microgabros (para comparação) e para o enclave, respectivamente. 100

Figura 63 – Imagens de BSE de cristais de plagioclásio, no enclave máfico – maior parte labradorita, com exceção de uma análise de andesina. Pode-se observar zoneamento composicional dos núcleos – mais ricos em Ca – em direção às bordas, mais ricas em Na. Os núcleos não são arredondados como os presentes em plagioclásio de microgabros..... 101

Figura 64 – Imagens de BSE de minerais em dacito, amostra E-02a. (A) Xenocristal de plagioclásio (destacado em amarelo) em matriz composta por plagioclásio de granulação fina, feldspato alcalino e quartzo (em intercrescimento granofírico); (A1) Detalhe do contato do xenocristal de plagioclásio, alterado e com texturas de dissolução, com a matriz. Cristais de plagioclásio de granulação fina, perpendicularmente dispostos, precipitam no contato do xenocristal com a matriz; 102

Figura 65 - Imagens de BSE de minerais em dacito, amostra E-02a. (A e B) Bordas de reação contínua entre xenocristal de quartzo recristalizado e a matriz de intercrescimento granifírico, com cristais de anfibólio (edenita/ferro-edenita), numerados nos locais analisados..... 102

Figura 66 – Diagrama composicionais para anfibólios de dacito (modificado de Leake *et al.*, 1997). As composições do anfibólio primário dos dacitos variam de edenita a ferro-edenita, mudança acompanhada por diminuição do conteúdo de Si. 103

- Figura 67 – Diagramas de variação entre Si, Al e Ca (apfu) e #Mg. Si e Al mostram padrões idênticos, mas invertidos. O primeiro é positivo, e o segundo, negativo. Ca não mostra variações significativas com o aumento de #Mg, exceto dois pontos anômalos, que se repetem nos outros elementos. 104
- Figura 68 – Diagramas de variação de cátions para anfibólitos de reação entre xenocristais de quartzo e matriz nos dacitos. Correlação positiva de Ti com Al_{IV} (A) e negativa com Mg (B) sugere importante troca Ti-tschermakítica, confirmada por (c), com correlação de $R^2 = 0,92$. (D) Pequena correlação positiva entre Al_{IV} e K, sugestiva do vetor de troca K-edenita. 105
- Figura 69 – Diagramas de classificação – modificado de Le Bas et al. (1986) (TAS), Miyashiro (1974) (FeO^t/MgO vs. SiO_2), e AFM. Amostras de rochas básicas (microgabros e enclave microgranular máfico) encontram-se na interface de básicas e intermediárias, em campos chamados basalto e andesito basáltico. Uma amostra se situa no campo do traquiandesito basáltico. O par andesito/dacito é destacado dos conjuntos de “básicas e ácidas”, e as amostras do conjunto de ácidas são classificadas como dacitos e traquidacitos. Todas análises se situam nos campos da série toleítica. 107
- Figura 70 – Diagramas de variação para os elementos maiores, com $MgO/(MgO+FeO)$ representando o índice de variação. Retas pontilhadas indicam possíveis correlações. Análises obtidas por FRX. 108
- Figura 71 – Diagramas de variação para elementos menores e traço, com $MgO/(MgO+FeO)$ representando o índice de variação, no eixo x. Retas pontilhadas indicam possíveis correlações. Par de análises também é destacado por elipse pontilhada. Análises obtidas por FRX. 109
- Figura 72 – Diagramas de variação de Sr versus Ba, Y e Zr. Microgabro de ASr-P (Alto-Sr e alto- P_2O_5) aparece separado de qualquer correlação com dacito, assim como o par andesito/dacito, destacado por elipse pontilhada de cor laranja. Uma linha pontilhada de cor verde escura separa microgabros de alto-Sr e intermediário-Sr (em 550 ppm). 110
- Figura 73 – Padrão de elementos incompatíveis normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Valores obtidos por ICPMS, exceto Rb, Ba, Sr e Zr, obtidos por FRX. 111
- Figura 74 – Razões Th/U_N versus K/Nb_N , mostrando agrupamento de análises pré-classificadas com base em teores de Sr, P_2O_5 e SiO_2 . Destaque especial é dado para microgabros, realçados por linhas pontilhadas (tipo ASr-P e BSi-ISr-AP), e para a clara distinção entre o grupo de dacitos e o dacito associado ao andesito. 112
- Figura 75 – Padrões de elementos terras raras, normalizadas pelo condrito (Boynton, 1984). Valores obtidos por ICPMS. 113
- Figura 76 – Gráfico de $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ versus SiO_2 . Campos definidos por Peate (1997) são plotados para comparação. 115
- Figura 77 – Gráfico de $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $\epsilon Nd(t)$. Curva pontilhada indica possível caminho de contaminação por rocha granítica encaixante (Granito Ilha), que apresenta alta razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$, mas valores não tão negativos de $\epsilon Nd(t)$. (*) Há uma mudança de escala no eixo x. 116
- Figura 78 – Modificado de Peate (1997). Razão $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$. (A) Dados de magmas de alto e baixo-Ti, análises de dacitos sobrepondo os campos dos basaltos dos tipos

Esmeralda e Gramado. O campo chamado de “Basalto de alto-Ti e riolitos” é detalhado em (B). Microgabros sobrepõem campos do magma tipo Urubici (alto-Sr) e “basaltos do norte”, campo equivalente aos magma tipo Paranapanema/Pitanga/Ribeira. Dados compilados de: Cordani et al. (1988), Mantovani & Hawkesworth (1990), Peate et al. (1990), Peate and Hawkesworth (1996).	117
Figura 79 – Campos de classificação entre magmas-tipo, retirado de Peate (1997). Microgabro ASr-P é semelhante ao magma tipo Urubici; ISr-P e ISr-AP ao tipo Pitanga; e o microgabros BSi-ISr-AP aparentemente não se relaciona com nenhum magma tipo apresentado.	120
Figura 80 – Diagramas de variação de elementos maiores, retirados de Ewart et al. (2014), e compilados de Milner (1988) e Marsh et al. (2001). Abreviações para magmas tipo, ácidos, são: N (Nadas), Sech (Sechomib), HL (Hoarusib) e H (Hoas). K (Khoraseb), S (Sarusas), NQL (Naude), E (Elliot), HO (Hoanib) e F (Fria).	121
Figura 81 – Campos delimitados por Peate (1997). Amostras de dacito apresentam razões mais altas de $(La/Yb)_N$ que o campo equivalente ao tipo Chapecó, enquanto que microgabros ISr-P e ISr-AP, ligeiramente mais altas que $(Tb/Yb)_N$	122
Figura 82 – Modificado de Ewart <i>et al.</i> (2014). Razão $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$. (A) Campos comparativos de rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó – alto-Ti (Garland <i>et al.</i> (1995)), e alto-Ti Giraul do sul de Angola (Alberti <i>et al.</i> (1992)). Amostras de microgabros tendem a se aproximar da composição do Basalto Pitanga. Dacitos possuem $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ compatíveis com o tipo Chapecó, mas apresentam ligeiramente maior $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$. (B) gráfico detalhado de algumas das unidades eruptivas do tipo alto-Ti (entre 0,704 e 0,711 de $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$).	124
Figura 83 – Sumarização das relações de corte, localização e composição dos diques que mostram relações de corte na parte norte da Ilha de Santa Catarina. A Figura 84 traz relações estratigráficas classificação e nomenclatura finais desta dissertação.	126
Figura 84 – Estratigrafia, ou relações temporais e de corte, entre rochas de diversas características químicas presentes no Enxame de Diques de Florianópolis, na parte norte da Ilha de Santa Catarina. Pode-se notar que há ocorrência de diques NE, compostos por microgabros ASr-P ou Urubici, cortados por microgabros ISr-P, chamados de Pitanga. Microgabro BSi-ISr-AP aparenta cortar a primeira geração de diques Urubici. Pares de microgabros ISr-AP (Pitanga)/dacito (Chapecó?), e andesito/dacito não apresentam relações de corte com outros diques. Eixo Y representa o tempo: base, mais antigo, e topo, mais jovem.	127
Figura 85 – Ilustração da variação de processos hidrotermais, com a diminuição da temperatura. Os valores foram sumarizados por Pirajno (2012).	129
Figura 86 – Esquematização do comportamento da alteração, relacionada espacialmente a um dique. Margens resfriadas possuem menor granulação e são mais propensas a transportar fluidos, por representarem a fratura principal de extravasamento do magma.	130
Figura 87 – Resultados do modelamento de elementos traço por cristalização fracionada comparados às composições de dacitos. (a) Primeira linha: Diagramas de ETR normalizados	

pelo condrito (Sun & McDonough, 1989); (b) Segunda linha: Elementos incompatíveis normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989)..... 136

Figura 88 – Resultados do modelamento de elementos traço por cristalização fracionada e assimilação (AFC), para modelo com 0,1 de rocha encaixante assimilada, comparados às composições de dacitos. (a) Primeira linha: Diagramas de ETR normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989); (b) Segunda linha: Elementos incompatíveis normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989)..... 138

Figura 89 – Comparações dos resultados de modelos FC-AFC em diagramas de variação de elemento compatível (Sr) vs. incompatível (Y) 139

Figura 90 – Comparação dos resultados de modelamento AFC para o sistema isotópico Sr-Nd a partir de magmas o tipo Urubici e Pitanga ISr-P com a assinatura isotópica dos dacitos. 140

Índice de Tabelas

Tabela 1– Definições de diques relacionados a sistemas magmáticos, segundo diversos autores.	5
Tabela 2 - Terminologia de diques, revisada por Rickwood (1990), levando-se em conta a espessura (W) e o comprimento (L) de medidas de campo.	6
Tabela 3 – Padrões utilizados nas análises de FRX, ambos fabricados por GSJ (<i>Geological Survey of Japan</i>), e indicação dos limites de detecção.....	41
Tabela 4 – Rotinas analisadas por ICP-MS, e seus limites de detecção.	42
Tabela 5 – Resumo de informações laboratoriais, referentes a análises isotópicas de Sr e Nd.	43
Tabela 6 – Razões de normalização para isótopos de Sr e Nd	44
Tabela 7 – Fases minerais principais e secundárias, analisadas na Microsonda Eletrônica FE. Encontram-se representadas as fases de cada amostra, separadas pelo tipo de rocha.	45
Tabela 8 – Padrões especificados por elemento e mineral. Os padrões são certificados pelo Smithsonian Natural Museum of Natural History e Geller Microanalytical Laboratory (procedência).	46
Tabela 9 – Valores de referência para a classificação de grupos de rochas básicas, com base em geoquímica de rocha total.	106
Tabela 10 – Valores para razões de $(La/Yb)_N$ máximas e mínimas de cada grupo, definido previamente, e suas médias aritméticas.....	113
Tabela 11 – Parâmetros e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, medidas e iniciais, para idades de 134 Ma. Os resultados foram obtidos a partir de análise Rb/Sr em rocha total.	114
Tabela 12 – Parâmetros e razões $^{143}Nd/^{144}Nd$, calculadas para idades de 134 Ma. Os resultados foram obtidos a partir de análise Sm/Nd em rocha total.	115
Tabela 13 – Modificada de Bryan <i>et al.</i> (2010). Dados compilados de diversos autores, com comparações e equivalências entre tipos de rochas ácidas reconhecidas nas províncias Paraná e Etendeka.....	119
Tabela 14 – Comparação entre definições utilizadas neste trabalho , com Peate <i>et al.</i> (1992) e Marques (2001).....	123
Tabela 15 – Tabela paragenética contendo uma sumarização de relações mineralógicas e texturais, e interpretações do momento da cristalização das diferentes fases.	128
Tabela 16 – Valores de referência para o balanço de massa: composição inicial, final, e composição das fases minerais fracionadas do magma inicial.	132
Tabela 17 – Fases fracionadas, resultado do balanço de massa entre tipos de microgabros e o dacito.....	132
Tabela 18 – Valores de Kd utilizados no modelamento de elementos traço e ETR, obtidos através da planilha Excel sumarizada e idealizada por Ersoy & Helvacı (2010) (com exceção de Kd_{Sr} em plagioclásio, calculado em função do teor de An).	134

Índice de Quadros

Quadro 1 - Modificado de Hooper (2000). Dimensões físicas estimadas de vários tipos de Grandes Províncias basálticas, incluindo basaltos continentais e oceânicos. A Província Magmática Paraná-Etendeka aparece sublinhada.....	19
Quadro 2 – Média, moda e mediana das direções (em azimuth) de todos os diques amostrados, e segundo suas composições químicas.....	64
Quadro 3 – Espessuras individuais dos diques, separados por região de costões, medidos no software ArcMap®	73

Capítulo I – INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO

I.1. Introdução

O estudo dos enxames de diques pertencentes à Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), que afloram no sudeste e sul do Brasil e na costa da Namíbia, pode fornecer informações importantes acerca do significado geológico e da duração do vulcanismo na segunda maior província de basaltos continentais do mundo.

Grande quantidade de exposições é observada graças à erosão que agiu sobre regiões costeiras, no sudeste e sul do Brasil, e permitiu a visualização de partes do embasamento.

Uma das abordagens para a compreensão da tectônica formadora do Oceano Atlântico Sul é o estudo da cronologia das rochas intrusivas e a definição precisa da estratigrafia das sequências vulcânicas. Diques e *sills*, representantes intrusivos do sistema magmático de extrusão de lavas, registram detalhes importantes de processos intracrustais, como contaminações, fracionamento magmático e mistura de magma, que afetam os magmas basálticos durante sua ascensão, armazenamento em câmaras magmáticas e erupção final. Algumas ferramentas utilizadas neste trabalho, como análise de dados e modelamento geoquímico, são importantes no reconhecimento desses processos, e podem sugerir processos petrogenéticos e evolutivos importantes.

Muitos trabalhos já publicados sobre o magmatismo da Província Magmática do Paraná exploram a ligação dos três principais enxames de diques: Serra do Mar (ou Santos-Rio de Janeiro), Florianópolis e Ponta Grossa, com lavas que constituem as sequências vulcânicas da bacia. Os diques, sendo parte da alimentação do vulcanismo, podem ajudar a responder questões importantes, como os processos de fracionamento e contaminação de magmas da província por interação com a crosta continental.

Este trabalho busca compreender a variedade composicional e estrutural de diques, presentes no Enxame de Diques de Florianópolis, na parte norte da Ilha de Santa Catarina, associadas ao seu posicionamento e direção de ocorrência.

As rochas que foram preservadas no Enxame de Diques de Florianópolis são de diversas composições, majoritariamente básicas (interface entre básicas e intermediárias), com ácidas subordinadas, e uma ocorrência de composição francamente intermediária. Essas variedades, quando comparadas com nomenclaturas de magmas-tipo em rochas vulcânicas da Província

Magmática Paraná-Etendeka, demonstram que predominam microgabros de alto Ti e alto Sr, comparáveis ao magma-tipo Urubici. Tal constatação dá suporte à interpretação de que se tratam de diques alimentadores dessas rochas vulcânicas, como sugerido previamente por Raposo *et al.* (1998), Peate *et al.* (1997, 1999) e Florisbal *et al.* (2014). As rochas de composição ácida são semelhantes aos chamados tipo Chapecó (Peate *et al.*, 1992, 1999; Bellieni *et al.*, 1984; Garland *et al.*, 1995), mas apresentam diferenças importantes apresentadas e destacadas no capítulo III (Resultados).

Análises e feições estruturais dos diques, assim como o cálculo de análise crustal, contribuem para um entendimento geodinâmico da região, em uma porção detalhada do Enxame de Diques de Florianópolis.

I.2. Objetivos

O principal objetivo desta dissertação é a caracterização detalhada dos diferentes tipos de rochas básicas, intermediárias e ácidas, que afloram no Enxame de Diques de Florianópolis, na porção norte da Ilha de Santa Catarina.

Entende-se por caracterização a coleta e análise de dados estruturais em campo; estudo e sistematização de texturas e mineralogia principal e secundária; análise de dados de química mineral para o refinamento da petrografia e elaboração de um modelamento AFC para diferentes tipos químicos; a comparação, das rochas descritas, com rochas vulcânicas presentes em sequências da Fm. Serra Geral, Província Magmática do Paraná; definição de grupos químicos decorrentes de análises geoquímicas elemental e isotópica, e suas relações com o posicionamento espacial.

Os resultados dessa caracterização permitem uma especulação acerca da origem e evolução dos magmas formadores das rochas presentes nos diques. A associação temporal e espacial de diversos tipos de diques é uma ferramenta para se entender a dinâmica de colocação e extrusão desses magmas.

I.3. Localização

A área de estudo, destacada em vermelho na Figura 1, abrange a porção norte da Ilha de Santa Catarina, e está localizada na região sul do Brasil. Os pontos descritos serão detalhados

no item 3.2 Amostragem, do Capítulo II. Também estão representadas as vias de acesso, as principais estradas que atravessam a ilha, na Figura 2, de maior detalhe.

Figura 1 – Mapa de localização da Ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis, região sul do Brasil. A área estudada encontra-se destacada pelo retângulo em vermelho. O mapa mostra os pontos descritos, que são detalhados no item 3.2 Amostragem, no Capítulo II.

Figura 2 – Imagem de satélite da área de estudo, com as principais vias de acesso – estradas estaduais - representadas em amarelo. Os nomes das praias encontram-se escritos em preto. Fonte: Google Earth.

Capítulo II – REVISÃO CONCEITUAL, GEOLOGIA REGIONAL E MATERIAIS E MÉTODOS

II.1. Revisão Conceitual

II.1.1 Diques: o que são?

Diques são corpos controlados estruturalmente que possuem forma tabular e tamanhos variados, e que cortam rochas, de qualquer natureza, sub-verticalmente. Podem se desenvolver em qualquer ambiente rúptil, através do preenchimento de pequenas, médias ou grandes fraturas.

A Tabela 1 traz definições de diversos autores para diques relacionados a sistemas magmáticos. No entanto, antes de serem considerados parte desses sistemas, precisam ser entendidos quanto à sua definição genérica. Associá-los a estruturas causadas por campos de tensões, e analisar padrões vindos de seu preenchimento, são exemplos de informações importantes, que devem ser notadas.

Tabela 1– Definições de diques relacionados a sistemas magmáticos, segundo diversos autores.

	Definição	Referência
Dique	"um corpo de magma discordante, tabular, comumente disposto perto da vertical, que corta rochas encaixantes"	Marsh (2000)
	"um caminho de magma verticalmente orientado, e tabular, formado por injeção de magma em finas fraturas que se preenchem e se propagam na crosta rúptil da Terra"	Carrigan (2000)
	"um corpo ígneo tabular que era sub-vertical no momento de sua colocação. Um enxame de diques é um conjunto de diques contemporâneos, os quais demonstram uma geometria linear, radial ou precisa".	Ernst & Buchan (2004)
	"um corpo intrudido sub-verticalmente"	Ernst (2014)

Rickwood (1990) revisa a terminologia para características morfológicas e de tamanho de diques. Há considerações acerca do plano de observação, que pode não ser perpendicular às paredes do dique, já que dificilmente é possível ter acesso a uma estrutura em visão tridimensional. Outra consideração importante se deve ao fato de que nem sempre as estruturas vistas são contemporâneas à colocação do dique. Elas podem ter se formado em uma fase anterior, na rocha encaixante, no momento da propagação da fratura. Isso implica em

limitações quanto a definições da direção do fluxo magmático, que devem ser cuidadosamente avaliadas.

A terminologia recomendada e revisada por Rickwood (1990) (Tabela 2) leva em conta a espessura (W) e o comprimento (L) das medidas de campo, associadas a texturas, como por exemplo, margens resfriadas.

Tabela 2 - Terminologia de diques, revisada por Rickwood (1990), levando-se em conta a espessura (W) e o comprimento (L) de medidas de campo.

	Espessura (W)	Comprimento previsto (L)	
		Se L:W = 1000:1	Se L:W = 200:1
Microdique	< 1 cm		< 2 m
Minidique	1 a 10 cm		2 m a 20 m
Dique	10 cm a 50 m	100 m a 50 km	
Macrodique	50 m a 250 m	50 km a 250 km	
Megadique	> 250 m	> 250 km	
Dique gigante	>150 m possuindo acamadamento sinformal cumulático		
Grande dique	Reservado para o dique do Zimbabwe		

Com relação ao sistema de esforços, um dique, ou um *sill*, propaga-se como uma fratura preenchida por magma em um plano perpendicular à direção de menor tensão compressiva (ou de tração), σ_3 , que pode ser considerada a tensão horizontal para diques subverticais. Nesse caso, a tensão vertical é representada pelo σ_1 , compressivo (Gudmundsson, 1990).

II.1.2 Morfologia, segmentação e feições de borda

Assim como seus enxames, diques individuais podem mostrar diferentes disposições regionais, e feições locais importantes para se conhecer o campo de tensões atuantes no momento de sua colocação.

Quando são paralelos, com contatos retos, aparentam responder às condições locais essencialmente extensivas, mas existem outros esforços que resultam em características morfológicas determinantes. As classificações e identificações da forma, segmentação, feições

de borda e aspectos locais são decisivos para o entendimento da tectônica ativa no momento do surgimento dessas estruturas, dadas as devidas escalas de análise.

Em diques segmentados, a direção de propagação é determinada pela geometria dos seus segmentos. Geralmente a propagação é paralela aos eixos maiores dos limites de segmentos (Pollard *et al.*, 1975). Se o maior eixo for vertical, ou sub-vertical, há indicação que o dique se propagou sub-verticalmente.

Baer & Beyth (1990) descreveram mecanismos de segmentação em uma rocha hospedeira fraturada, e concluíram que formatos e estruturas em diques podem ser complexos. Podem relacionar-se a sistemas pré-existentes de fraturas segmentadas (Currie & Ferguson, 1970), variações na orientação e magnitude do esforço principal ao longo do caminho de propagação (Pollard *et al.*, 1975), podem responder a diferenças de viscosidade entre o magma e as rochas hospedeiras (Pollard *et al.*, 1975), a variações reológicas comandadas pela profundidade de rochas crustais (Reches & Fink 1988), e a variações nas propriedades mecânicas das rochas hospedeiras Baer & Rechers (1989).

Para se entender os processos que atuam em profundidade, é necessária a descrição de características, e variações texturais na borda de diques, por exemplo, que podem indicar a ocorrência de múltiplas intrusões.

Regimes puramente distensivos, transtensionais, ou transpressionais são identificados a partir de análise estatística de feições que indiquem uma componente cisalhante, quando estiver presente. Essas feições encontram-se nas bordas dos diques, e registram o momento do surgimento e propagação da fratura. Utilizá-las indiscriminadamente, como indicativos da direção de fluxo, é impreciso, sendo necessária uma avaliação cuidadosa e específica (Rickwood, 1990).

A extensão ocorre, mais comumente, perpendicular à direção dominante do dique, mas existem muitos casos de abertura de diques com componentes dextrais ou sinistrais de movimentação. Cadman *et al.* (1990) resumizam algumas situações em que pode haver a abertura ortogonal (dilatação pura), ou com uma componente transcorrente (Figura 3A).

Entretanto, existe a possibilidade de apenas a dilatação pura (Figura 3B-a) exibir transtensão, por exemplo. Nesse caso, há obliquidades na fratura, com relação ao *trend* regional, que responde diferentemente ao esforço principal. Ainda nessa situação, diques podem ser influenciados por planos de fraqueza, ou estruturas, estabelecidos anteriormente,

durante o histórico de formação da rocha encaixante. Dessa forma, nem sempre a direção de extensão é perpendicular à direção principal do dique (Figura 3B-b).

Figura 3 – (A) Esquema que ilustra feições de resposta a diferentes componentes de abertura: ortogonal (dilatação pura), componente dextral e componente sinistral de movimentação. (B) (a) Irregularidades da fratura, que destoam da direção principal do dique, provocam feições transpressivas em resposta a condições de dilatação pura, ortogonal. (b) Planos de fraqueza, ou estruturas prévias, da rocha encaixante, que influenciam na morfologia e disposição de fraturas, que nem sempre abrem perpendicularmente à direção do esforço. Extraído de Cadman *et al*, 1990.

Quando há deslocamento, a direção, de acordo com seus segmentos, é determinada pelos padrões de observação em campo, que podem ser sinistrais (Figura 4A, B, D, E, F, G) ou dextrais (Fig. 4C).

Figura 4 – Terminologia de deslocamento de diques. Os exemplos mostram casos em que há o destacamento e movimentação (A, B, C, F), e que os conectores estão presentes (D, E, G). Extraído de Rickwood (1990).

Cadman *et al.* (1990), no entanto, atentam para feições de aproveitamento de antigas estruturas. A Figura 5, por exemplo, mostra a evolução da abertura de um dique se propagando em uma estrutura prévia *en-echelon*.

Figura 5 – Modificado de Cadman *et al.* (1990). (A) Ponte da rocha hospedeira formada durante a dilatação inicial. (B) A ponte é rompida quando a dilatação continua. (C) parte de pontes destacadas para formar um xenólito que (D) pode ser assimilado ou fundido.

II.1.3 Mecanismos de alojamento – Enxames de diques

A presença de enxames de diques, em crosta continental ou oceânica, significa um regime de tensão distensivo. Em crosta oceânica, como resultado do mesmo tipo de tensão, aparecem unidades de diques-em-diques (*sheeted dikes*), a partir de centros de espalhamento do assoalho oceânico – a maior manifestação da extensão da litosfera oceânica.

São manifestações estruturais importantes e um dos principais fatores no mecanismo de rifteamento, e de espalhamento em limites divergentes de placas. Na formação de crosta oceânica, a maior parte dos modelos reconhece que diques representam canais transportadores de magma na crosta (Gudmundsson, 1990).

Enquanto, em crosta oceânica, enxames de diques são responsáveis pelo transporte do magma que fabrica a própria crosta, no continente apontam o grau de extensão, ou de dilatação, representado pela largura total de diques em enxames. Nessa última situação

também podem transportar magma até a superfície, como sugere a sua relação espacial com derrames e províncias ígneas. Cadman *et al.* (1990) consideram que a extensão ocorra na ordem de ca. 5-10%.

A dilatação da crosta (*crustal dilation*) é obtida projetando-se os diques em uma linha, que é desenhada perpendicularmente à média das direções, e dividindo a espessura cumulativa pelo tamanho da linha. Gudmundsson (1990) utilizou tal método para calcular a dilatação crustal de diversos setores de enxames de diques, na Islândia. Ele utilizou médias aritméticas para calcular a direção e as espessuras médias. Dessa forma, o cálculo da extensão foi realizado de maneira simples, e geométrica.

Cadman *et al.* (1990) também mostram que o fato de enxames de diques se concentrarem em zonas, e não se espalharem uniformemente sobre crátons, é causado por condições localizadas de resposta ao campo de esforços. Soma-se também a informação de que uma geometria paralela (ou sub-paralela) de diques indica um *stress* constante sobre grandes distâncias.

A geometria e estrutura do enxame de diques, em combinação com dados sísmicos e dados químicos podem indicar um modelo tectônico de colocação dos diques, em limites divergentes, ou zonas de riftes.

Existem ainda discussões acerca da direção de propagação do magma, que pode ser exclusivamente lateral, em fissuras, como indica a migração lateral de terremotos na Islândia. Gudmundsson (1990) considera que muitos limites de placas divergentes possuem injeções que advêm direto dos reservatórios, entre a crosta e o manto superior, constituindo uma abundância de diques regionais que dever ter se propagado verticalmente dos reservatórios-fonte. Esses diques, quando encontram barreiras, têm a capacidade de propagação lateral (Gudmundsson, 1984).

Ernst & Buchan (2001) e Ernst (2014) descreveram as diferentes formas e disposições de grandes enxames de diques; esses trabalhos suportam uma hipótese genética e de formação desses enxames, não sendo apenas descritivos. São descritos enxames lineares (Figura 6), que podem representar tanto enxames paralelos (de riftes), como porções de padrões radiais.

Figura 6 – Retirado de Ernst (2014). Seis características geométricas de grandes enxames de diques (de Ernst & Buchan, 2001). (I) Padrão de leque contínuo. (II) Padrão em leque subdividido em subenxames. (III) Subenxames de diques subparalelos, que irradiam de um ponto comum. (IV) Diques subparalelos espalhados por uma área. (V) Diques subparalelos em uma zona restrita. (VI) Padrão arqueado. As estrelas, nos esquemas, indicam onde se encontraria uma possível pluma, dada pela convergência de diques em padrões radiais – hipótese de geração desses enxames.

II.1.4 Grandes Províncias Ígneas

As Grandes Províncias Ígneas, apesar de serem extremamente notáveis e alvos de muito interesse, começaram a ser definidas e melhor detalhadas somente a partir da década de 1980. Coffin & Eldholm (1994) definiram como:

“Grandes Províncias Ígneas (Large Igneous Provinces - LIPs) são enormes ‘emplacements’ crustais, predominantemente máficos, extrusivos, que se originam de outros processos que não o espalhamento do assoalho oceânico. Como manifestações físicas de processos do manto, estes fenômenos globais incluem basaltos continentais, margens passivas vulcânicas, platôs oceânicos e cadeias de montanhas submarinas (assísmicas)”.

A partir dessa data, foram muitos os trabalhos e tentativas de se entender como funcionam, e quais são os processos dominantes na geração dessas enormes anomalias de fusão, que possuem características ora parecidas, ora diferentes, sendo diversas entre si.

As LIPs compreendem as maiores acumulações de material máfico, na superfície da Terra, depois de rochas intrusivas e basaltos ligados ao espalhamento do assoalho oceânico. A Figura 7 mostra a localização de províncias basálticas mais jovens que 250 Ma, assim como a localização de possíveis *hotspots* associados a elas.

É importante notar que as províncias basálticas estão localizadas próximas das bordas de crátons, representados em sombreado na Figura 7, que frequentemente são compostas por zonas de suturas ou faixas móveis. Esses dois tipos de domínios refletem diferentes propriedades da litosfera. Foulger (2007) observa que a maior parte das anomalias de fusão está no interior de regiões continentais, ou em suas bordas, estendendo-se em zonas de rifte ou por descontinuidades litosféricas que antecedem a extensão e o magmatismo.

Figura 7 – Imagem de satélite (NASA 2015) e províncias basálticas mais jovens que 250 Ma. Modificada de Coffin & Eldholm, 1991 e Saunders, 2005. Em verde encontram-se platôs oceânicos, e em vermelho, basaltos continentais. Pontos amarelos mostram posições atuais de possíveis hotspots, relacionados às províncias representadas. Em cinza, sombreado, estão representados crátons arqueanos, modificado de Wang *et al* (1998).

Muitos modelos tentam entender a origem das Grandes Províncias Ígneas, mas nenhum explica a gênese de todas elas, mesmo em categorias individuais. As grandes extensões de área, e suas localidades, dificultam a precisão do entendimento e a pesquisa. Os platôs oceânicos, por exemplo, por estarem submersos, dependem de sondagens ou dragas que possam trazer amostras do fundo do mar.

Os principais modelos de geração de fusão, apesar de diversos entre si, concordam que é preciso uma grande quantidade de energia termal em um curto período de tempo. Sabendo-se que a maior parte das províncias possui composição basáltica, associadas mais raramente a províncias silícicas, existe a necessidade de se pensar que alguma forma de energia é requisitada em uma fonte mantélica. Essa energia pode ser consideravelmente reduzida se o manto for altamente fértil (por exemplo, se tiver grande proporção de eclogitos, ou se for rico em voláteis) (Anderson, 2007; Foulger, 2007).

Para a geração dessas enormes anomalias são destacados os modelos de plumas do manto, e modelos passivos – limite de placas, e delaminação. Existem outros, como de impacto (Jones, 2005), que também exige uma energia cinética alta, causada por impacto de meteorito.

Considera-se que quando atribuídas a plumas do manto e *hotspots* (Wilson, 1963; Morgan, 1971), as Grandes Províncias Ígneas representem aproximadamente de 5 a 10% do calor e do magma expelidos do manto (Davies, 1988; Sleep, 1990). Larson (1991) observou um aumento abrupto nas taxas de espalhamento e produção de platôs no Oceano Pacífico há 120 Ma, seguidos de decréscimos em 100 e 80 Ma. O rápido efeito coincidiu com o intervalo longo de polaridade magnética normal da Terra. A coincidência de eventos foi interpretada como um *Superpluma*, vinda do limite núcleo-manto.

Para suportar a ideia de uma fonte profunda sob *hotspots*, foram analisados dados de tomografia sísmica, indicando soerguimento mais dinâmico e profundo (Zhang & Tanimoto, 1992). A estrutura da velocidade sob cadeias meso-oceânicas seria diferente, implicando um soerguimento raso e passivo abaixo das cordilheiras (Coffin & Eldholm, 1994).

A explicação de superpluma para indicar fenômenos tectônicos foi questionada por Anderson (1994). Para ele, o aumento do magmatismo e taxa de espalhamento oceânico seriam relacionados a uma reorganização global de placas, à quebra do Pangea, à deformação continental e à produção de platôs nos oceanos. Sua explicação para anomalias de fusão estaria ligada à movimentação de placas, ou seja, a processos tectônicos rasos.

Enquanto o modelo de plumas (e.g. White and McKenzie, 1989) busca origem na alta energia termal proveniente de regiões profundas do manto, modelos passivos (e.g. Boutilier and Keen, 1999; Anderson *et al.*, 1992; Anderson, 1994, 2000) consideram processos rasos conduzidos pela movimentação das placas – *ridge-push*, *slab-pull* e *continental drag* (Forsyth and Uyeda, 1975). O magmatismo seria derivado das condições do manto, e dependeria de tensões em locais de rifts incipientes (Anderson, 1994). A fusão adiabática, induzida por subdução, afetaria a flutuabilidade do manto.

Parte de modelos passivos, mais recentemente definidos, baseia-se no processo chamado delaminação. A base da crosta e o manto litosférico, por serem densos, afundam no manto como eclogitos. O manto superior, como apresenta uma velocidade sísmica relativamente baixa, flui para o espaço que se segue, provocando fusão por rápida descompressão (Elkins-Tanton, 2005; Anderson, 2005). Nos modelos passivos, não há a necessidade de temperatura anômala, e não há essencialmente fusões picríticas de alto-Mg¹.

Algumas LIPs, segundo defensores de modelos passivos, podem ser resultado de soerguimento passivo da astenosfera (McHone 2000), associado à movimentação de placas tectônicas; da reativação de antigas suturas ou zonas de fraqueza na litosfera, combinadas às variáveis de fertilidade do manto que controlam o ponto de fusão (Foulger *et al.*, 2005).

Modelos teóricos de magmatismo terrestre assumem que o estado normal do manto astenosférico é isotérmico, e portanto estático, e *subsolidus*. Essa hipótese é válida tanto para modelos passivos, quanto de plumas do manto. No entanto, no modelo de placas, são considerados sistemas resfriados a partir da superfície. Uma convecção seria desenvolvida, em pequena escala, a partir de condutividade de temperatura lateral e gradientes de radioatividade na parte superior (Verhoogen, 1973; Elder, 1976; Richter, 1973), facilitando a fusão e, possivelmente, a delaminação (Anderson, 2005).

A Figura 8, extraída de Foulger (2011), busca comparar os dois modelos: quanto a considerações sobre a estrutura do manto, e à relação do magmatismo com a movimentação das placas tectônicas.

---

1 A maior evidência para altas temperaturas no manto é a presença de rochas basálticas com alto conteúdo de Mg, como os picritos e komatiitos, mas sua ausência em superfície não impede que tenham se alojado em partes mais profundas de câmaras magmáticas.

Figura 8 – Seção esquemática da Terra com a representação de dois modelos: de Plumas à esquerda (modificado de Courtillot *et al.*, 2003), e de Placas à direita. No modelo de Plumas, o material e o calor provêm do manto inferior, ou do núcleo. A listofera oceânica subductada tem capacidade de penetrar profundamente. No modelo de placas, as profundidades de reciclagem são variáveis e o vulcanismo é concentrado em regiões extensionais. O manto não é homogêneo e o manto inferior é isolado, inacessível ao vulcanismo superficial. A localização das anomalias de fusão é governada por condições de tensões e fertilidade do manto. Extraído de Foulger (2011).

Existem estimativas geofísicas que mostram temperaturas até 100°C mais quentes do manto superior (e.g. Anderson and Bass, 1984; Anderson, 1989; Kaula, 1983; Hofmeister, 1999) do que considerado anteriormente. As variações chegariam a dez vezes mais (200°C) do que estimado previamente por McKenzie and Bickle (1988): temperatura potencial, *subsólido*, de 1280°C ± 20°C. Nessa situação, se houvesse temperaturas de 150 a 200°C mais altas, seriam devidas a fluxos quentes localizados.

Os modelos que contestam a teoria das plumas acreditam que se a temperatura normal do manto é de 1400°C ± 200°C, não há razões termais para a existência de plumas. Além disto, esses modelos contestam a hipótese de uma astenosfera isotermal e fria, essencial para o entendimento das plumas.

Nessas condições, fraturas e diques controlariam as dimensões de feições vulcânicas (Anderson, 2000), já que se manifestariam em um contexto distensivo, controlado pela movimentação das placas e pelas condições de composição e temperatura da região mantélica subjacente. A localização e volumes de um vulcanismo intraplaca, por exemplo, seriam controlados pela arquitetura litosférica, por tensões e fraturas. As LIPs se desenvolveriam, portanto, sobre certas regiões do manto quente, em condições extensivas.

II.2. Geologia Regional

II.2.1 A Província Magmática do Paraná

A Província Magmática do Paraná (PMP) é a parte mais expressiva da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), constituída por sequências de rochas vulcânicas que recobrem a Bacia do Paraná, localizada na porção centro-sul da América do Sul.

De todo o registro sedimentar e vulcânico, apenas 5% está presente na sua continuação africana, porção noroeste da Namíbia, na chamada de Bacia de Huab (Jerram *et al.* 1999), com os basaltos de Etendeka (Turner *et al.*, 1994, Renne *et al.*, 1996). Também aparecem unidades vulcânicas relacionadas na costa da Angola, as bacias Kwanza e Namibe (Marzoli *et al.*, 1999).

O intervalo de deposição do registro sedimentar, na Bacia do Paraná, inicia-se no Ordoviciano, terminando apenas no Cretáceo inferior, com a fragmentação do Pangea e abertura do oceano Atlântico sul. O embasamento da bacia é composto por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, e bacias sedimentares mais antigas (de idade até o Ordoviciano), que delimitaram as estruturas e limites regionais da bacia.

Extensas exposições de rochas basálticas, sob a forma de fluxos de lava, recobrem os sedimentos eólicos da Fm. Botucatu. Afloram por mais de $1,2 \times 10^6$ Km², constituindo a segunda maior província de basaltos continentais do mundo (em área), a Província Magmática do Paraná, ou magmatismo Serra Geral. O Quadro 1, modificado de Hooper (2000), apresenta dados de dimensões físicas de várias províncias basálticas continentais e oceânicas, assim como as possíveis plumas que as teriam gerado.

Quadro 1 - Dimensões físicas estimadas de vários tipos de Grandes Províncias basálticas, incluindo basaltos continentais e oceânicos. A Província Magmática Paraná-Etendeka aparece sublinhada. Modificado de Hooper (2000).

	Idade (Ma)	Área (Km ²)	Volume atual (Km ³)	Volume original (Km ³)	Pluma
1. Basaltos continentais clássicos (CFBs)					
Columbia River	16	1,6 x 10 ⁵	1,8 x 10 ⁵	1,8 x 10 ⁵	<i>Yellowstone</i>
Deccan, Índia	66	5 x 10 ⁵	5,2 x 10 ⁵	1-2 x 10 ⁶	<i>Reunion</i>
<u>Paraná, América do Sul</u>	<u>132</u>	<u>1,2 x 10⁶</u>	<u>8 x 10⁵</u>	<u>1,5 x 10⁶</u>	<u>Tristão da Cunha</u>
Karoo, África do Sul	183	3 x 10 ⁶	n/d	1-2 x 10 ⁶	? <i>Bouvet</i>
<i>Siberian Traps</i>	248	3,4 x 10 ⁵	34 x 10 ⁵	>2 x 10 ⁶	? <i>Jan Mayen</i>
2. Províncias Basálticas com afinidades de basaltos continentais					
North Atlantic Phl	62	1,3 x 10 ⁶	6,6 x 10 ⁶	6,6 x 10 ⁶	Islândia
North Atlantic Phll	54				
Ethiopia-Afar-Yemen	25 (40-0 My)	6 x 10 ⁵	3,5 x 10 ⁵	n/d	Afar
Madagascar	88	1 x 10 ⁶	n/d	n/d	<i>Marion</i>
Rajmahal	116	2 x 10 ⁵	n/d	n/d	? <i>Kerguelen</i>
3. Precambrian CFBs and Major Dike Swarms (Selecionados)					
Keweenawan, USA	1 100	n/d	1,5 x 10 ⁶	>2,0 x 10 ⁶	Lago Superior
Coppermine River	1267	n/d	n/d	n/d	
4. Oceanic Plateaus (Selecionados)					
Ontong-Java I	1 22	n/d	1,5 x 10 ⁶	>5,7 x 10 ⁷	Ontong-Java
Ontong-Java II	90				
Kerguelen	112	n/d	n/d	1 x 10 ⁷	<i>Kerguelen</i>
Wrangellia	230	n/d	n/d	n/d	?
Caribbean-Colombian	88	n/d	6 x 10 ⁵	n/d	Galápagos

n/d, não determinado

A Província Magmática do Paraná é formada por expressivos volumes de rochas vulcânicas, às quais se associam enxames de diques, soleiras (*sills*) e intrusões acamadadas. A Figura 9 mostra os limites da província e os enxames de diques associados, na porção sul-americana. A costa africana está posicionada, no esquema, representando o estágio posterior ao de quebra do supercontinente Pangea. Sua disposição espacial é importante para discussões acerca do significado tectônico desses enxames.

Figura 9 – Área da Província Magmática do Paraná, ocupada por basalto, nas regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, além de porções no norte do Uruguai, e oeste da Argentina e Paraguai. Também são destacados três enxames de diques na costa sul e sudeste do Brasil. Modificado de Marsh *et al.* (2001) e Peate (1997).

Zalán *et al.* (1990) descrevem duas zonas de fraqueza nas direções NW e NE, pertencentes ao embasamento, em concordância a cinturões móveis marginais e núcleos cratônicos, os quais controlaram o desenvolvimento tectono-sedimentar da bacia durante o Paleozóico. Intrusões, como diques e sills, acompanham descontinuidades estruturais da bacia, de direção NW: arcos transversais ao eixo maior da bacia (e.g. Ponta Grossa, São Gabriel, Torres), e lineamentos tectônicos e magmáticos (e.g. Rio Tietê, Rio Piquiri, Rio Iguaçu, Rio Camaquã, Guapiara) (Fulfaro *et al.*, 1982; Bellieni *et al.*, 1986) (Fig. 10).

Figura 10 – Esboço do mapa geológico da Bacia do Paraná: 1 = embasamento cristalino pré-Devoniano; 2 = sedimentos pré-vulcânicos (principalmente Paleozoicos); 3 = vulcânicas básicas a intermediárias (Formação Serra Geral: Cretáceo Inferior); 4 = fluxo de lava ácido (Formação Serra Geral) - Palmas tipo (4a) e Chapeco tipo (4b); 5 = sedimentos pós-vulcânicos (principalmente Cretáceo Superior); 6 = estrutura do tipo arco; 7 = estrutura do tipo sinclinal; 8 = lineamentos oceânicos (Asmus & Baisch, 1983); e 9 = lineamento tectônico e/ou magnético. São destacadas as estruturas e lineamentos NW, que marcam discontinuidades da bacia. Extraído de Bellieni et al. (1986).

Estruturas de direção NE também marcam importantes discontinuidades da bacia, com altos e baixos estruturais (horsts e grábens) mostrados na Figura 11, retirada de Milani (2004).

Figura 11 – Representação do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1993), com destaque para horsts e grábens, de orientação NE-SW. Extraída de Milani (2004).

Os principais enxames de diques, associados espacialmente à bacia, são paralelos a tais estruturas marcadas pelo embasamento. O Enxame de Diques de Ponta Grossa, de orientação NW-SE, e os enxames de Diques de Florianópolis e Santos-Rio de Janeiro, de NE-SW, aparecem subparalelos a tais estruturas pretéritas.

O registro sedimentar e ígneo da Bacia do Paraná foi classificado e interpretado por Milani (1997), contendo seis supersequências de segunda ordem que começam no Siluriano e terminam no Ordoviciano. O conjunto vulcano-sedimentar Botucatu-Serra Geral, nessa classificação, pertence à quinta supersequência, chamada Gondwana III. Quase metade do volume de rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná encontra-se coberta por rochas sedimentares do Grupo Bauru, na parte norte da Bacia do Paraná e, a sudoeste, pelos sedimentos cenozoicos na Bacia do Chaco.

A Figura 12, retirada de Milani *et al.* (2007), posiciona o vulcanismo Serra Geral acima das rochas sedimentares da Fm. Botucatu, com espessura máxima de 1700 m, abaixo de uma discordância erosiva, e pertencente à Sequência Gondwana III.

Figura 12 – Diagrama cronoestratigráfico retirado de Milani *et al.*, 2007. Contém o resumo estratigráfico, tectônica e magmatismo durante a deposição e subsidência da Bacia do Paraná. As sequências vulcânicas da Fm. Serra Geral aparecem no topo, recobrando as rochas sedimentares eólicas da Fm. Botucatu, por vezes se intercalando aos mesmos. São recobertas, na porção norte-noroeste, pelos sedimentos cenozoicos da Bacia do Chaco.

A relação temporal entre o vulcanismo Serra Geral, a fase pré-rifte, e o final da quebra do Pangea, com consequente formação do Oceano Atlântico sul, ainda não atingiu um consenso entre os autores (e.g. Moulin *et al.*, 2010; Zalán *et al.*, 2011; Mohriak *et al.*, 2012). Há controvérsias acerca da estratigrafia da PMP, já que o nível de erosão não é suficiente para expor as sequências mais inferiores, além de seu topo ser marcado por um limite erosivo. As columnas estratigráficas mais aceitas são baseadas na correlação entre furos de pesquisa para petróleo, e no uso da geoquímica de basaltos para correlação de tipos de magma (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997).

II.2.1.1 Classificação e estratigrafia da Província Magmática do Paraná

Garland *et al.* (1995) referem-se à Província Magmática do Paraná como *“uma volumosa sequência vulcânica bimodal, com <5% de rochas silíceas ("riolitos") situadas sobre os basaltos, concentradas na margem do Atlântico Sul”*. Rochas de composição ácida são referidas como “riolitos”, mas suas composições variam de dacitos a riolitos.

As primeiras classificações geoquímicas, para diferentes tipos geoquímicos de lavas em basaltos continentais da Província Magmática do Paraná, foram propostas por Bellieni *et al.* (1984) e Mantovani *et al.* (1985). Foram utilizados valores de alto (> 2%) e baixo (< 2%) conteúdo de TiO₂, para grupos químicos presentes em locais geográficos restritos. Os chamados baixo-Ti seriam restritos à parte sul da província, enquanto que os alto-Ti, presentes na maior parte do norte. Teores intermediários de TiO₂ (entre 2 e 3%) (Piccirillo *et al.* 1988) também são considerados, presentes na porção central da província.

A divisão entre norte, centro e sul da província foi feita levando-se em conta dois lineamentos NW-SE, que cortam o eixo maior da bacia (Bellieni *et al.*, 1986): o lineamento do Rio Piquiri, a norte, e do Rio Uruguai, a sul. Sabe-se hoje, no entanto, que os lineamentos não são marcadores nem separam as lavas quimicamente. A pilha de lava pode ser investigada somente se forem conhecidas a sua estrutura interna e seu desenvolvimento sequencial, ou seja, a estratigrafia.

A subdivisão das sequências de lavas, quanto à composição química de cada fluxo, mostrou-se muito eficaz em várias províncias ígneas (Peate *et al.*, 1992), como por exemplo, em Deccan (Cox & Hawkesworth, 1985; Beane & Hooper, 1986). Campos delimitados em diagramas

de variação geoquímica indicam grupos químicos, definidos como magma-tipos. Essa subdivisão, apesar de não considerar as causas das mudanças composicionais principais, como heterogeneidade mantélica, diferenças na fusão parcial, contaminação e assimilação crustal, e etc, pode ajudar a compreender a complexidade petrogenética, e considerar diversas possibilidades de geração desses magmas.

O magmatismo Paraná é dominado por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, com quantidades significativas de riolitos e riodacitos, mas não apresenta tipos picríticos de magma, ou seja, com alto conteúdo de MgO (média de aprox. 4-5%). Peate *et al.* (1992) acrescentaram duas mil análises químicas, e compilaram dados da literatura (Bellieni *et al.*, 1984; Marques *et al.*, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1988; Peate *et al.*, 1988, Fodor *et al.*, 1985; Petrini *et al.*, 1987; Mantovani *et al.*, 1988; Bellieni *et al.*, 1986; Erlank *et al.*, 1984; Duncan *et al.*, 1988) definindo seis tipos de magmas basálticos, e utilizando abundâncias e razões de elementos maiores e traços. Além da divisão entre alto-Ti e baixo-Ti, também foi levado em conta o comportamento de elementos de valência iônica alta (ou altas cargas) (HFSE – High Field Strength Elements) – Ti, Zr e Y – que, dentre os elementos incompatíveis, comportam-se de maneira mais imóvel durante alteração hidrotermal, ou intemperismo. Suas razões minimizam possíveis variações composicionais geradas pelo fracionamento de cristais.

Através da análise de amostras de calha de nove furos de sondagem, uma estratigrafia pôde ser montada, indicando o empilhamento de unidades sobrepostas para o norte. A principal, e primeira subdivisão, foi realizada considerando-se dois centros magmáticos: (1) Sul – mais antigo, compreendendo os magma-tipo, de baixo-Ti, Gramado, Esmeralda e Urubici (alto-Ti); e (2) Centro-norte (750 km ao norte) – mais jovem, alto-Ti, com os magma-tipo Pitanga, Paranapanema e Ribeira (baixo-Ti) (Peate *et al.*, 1992).

Se consideradas as razões de HFSE, dois grandes grupos podem ser destacados, alta razão Ti/Y (> 300), e baixa razão Rb/Ba ($< 0,1$), fácies Pitanga, Paranapanema e Ribeira; e baixa Ti/Y (< 300), alta Rb/Ba ($> 0,1$) fácies Esmeralda e Gramado. Características do último magma tipo refletem contribuições de material da crosta superior

Outros critérios são utilizados para separar possíveis ambiguidades, entre os possíveis intervalos de ocorrências desses elementos. Os tipos Pitanga e Urubici são distintos pelos conteúdos de Sr e $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ (Peate *et al.*, 1992).

Existem ainda particularidades restritas a fluxos que podem ter sido afetados por condições locais, como mistura de magma, contaminação crustal, ou cristalização fracionada

(Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997). Variações em composições isotópicas, principalmente em razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, consideradas enriquecidas para alguns tipos (e.g. Gramado), foram atribuídas a processos de contaminação com a crosta em magmas-tipo (e.g. Mantovani *et al.* 1985; Petrini *et al.* 1987).

A Figura 13 apresenta um mapa da província, retirado de Janasi *et al.*, (2011), com a disposição dos diversos tipos de magma basálticos. Também aparecem rochas vulcânicas ácidas, que se interdigitam, ou recobrem rochas de composição básica.

Figura 13 – Mapa esquemático da província, extraído de Janasi *et al.* (2011). Mostra a distribuição dos principais tipos de basaltos, dacitos e riolitos, na Bacia do Paraná. Extraído de e modificado de Peate *et al.* (1992) e Stewart *et al.* (1996).

A sequência vulcânica inicial, na parte sul da Província Magmática do Paraná, composta por magmas tipo, de baixo-Ti, Esmeralda e Gramado, recobre os arenitos eólicos da Fm. Botucatu. Em direção à porção superior desta sequência, ocorrem expressivos derrames de rochas vulcânicas ácidas de baixo-Ti: são os dacitos a riolitos do tipo Palmas, que, em alguns locais, aparecem interdigitados aos basaltos do tipo Esmeralda. Derrames compostos por magma-tipo Urubici (alto-Sr) ocorrem restritos a uma pequena área, no flanco leste do Sinclinal de Torres, intercaladas aos derrames Gramado na porção inferior da pilha de lavas (Peate *et al.*, 1999).

A sequência de basaltos da PMPE que ocupa a porção norte e oeste da Bacia do Paraná é largamente dominada por basaltos de alto-Ti, que recobrem a de baixo-Ti - Pitanga e Paranapanema. Associadas aos basaltos de alto-Ti ocorrem rochas vulcânicas félsicas (dacitos tipo Chapecó), diretamente sobre arenitos da Fm. Botucatu, na porção norte (Piccirillo *et al.*, 1987; Janasi *et al.*, 2007), e recobrem os derrames de baixo-Ti (basaltos Esmeralda e riolito Palmas) no centro da província (Nardy *et al.*, 2008). Uma seção esquemática N-S da província é apresentada na Figura 14, extraída de Peate (1997).

Figura 14 – Seção esquemática N-S da Província Magmática do Paraná, extraída de Peate (1997). Relações estratigráficas são apresentadas para o sul e o norte da província, incluindo os tipos ácidos, que se interdigitam, ou recobrem parte dos derrames basálticos.

As rochas de composição ácida, presentes na província, foram divididas de modo semelhante aos basaltos, pelo teor de TiO_2 , pelo seu conteúdo de SiO_2 , e pelo conteúdo de fenocristais. Riolitos do tipo Palmas são quase afíricos (< 5% de fenocristais), enquanto “riolitos”, ou dacitos, do tipo Chapecó, ricos em fenocristais (< 25%).

A designação magma tipo Chapecó é utilizada para rochas com teor de SiO_2 entre 64 e 68%; 0,95 e 1,59% de TiO_2 , e entre 370 e 828 ppm de Zr. O tipo Palmas mostra teores mais

elevados de SiO₂, 64 a 72%; TiO₂ entre 0,57 e 1,23%; e 136 e 354 ppm de Zr (Garlant *et al.*, 1995).

O tipo Chapecó ocorre no centro e norte da Província Magmática do Paraná, na base dos derrames basálticos de alto-Ti, e pode ser encontrado em contato com os arenitos da Formação Botucatu (Janasi *et al.*, 2005). Possui três subtipos: Ourinhos, Guarapuava (Garland *et al.*, 1995), e Tamarana (Nardy *et al.*, 2008). O último subtipo representa uma composição intermediária entre os dois primeiros.

As rochas designadas como sendo do tipo Palmas aparecem estratigraficamente acima dos basaltos do tipo Gramado, e intercaladas aos basaltos do tipo Esmeralda, no sul da província, mas foram identificadas ocorrências no centro, abaixo das ácidas do tipo Chapecó (Nardy, 1995). Este grupo ainda apresenta subdivisões segundo assinaturas geoquímicas particulares (Nardy *et al.*, 2008), de elementos maiores, traço e isotópicas: subtipo Anita Garibaldi, subtipo Santa Maria, subtipo Caxias do Sul.

O grupo Chapecó tem razões isotópicas de Sr e Nd que sobrepõem razões de basaltos de alto-Ti ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,705-0,708, calculadas para 130 Ma). O grupo Palmas mostra um intervalo amplo para as razões iniciais de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,714-0,727). Garland *et al.* (1995) consideram que tais razões isotópicas, para os dois grupos de rochas, sugerem assimilação de material radiogênico crustal, proveniente do embasamento da Bacia do Paraná.

II.2.2 O Enxame de Diques de Florianópolis

Almeida (1976) já considerava diques máficos e soleiras como alimentadores do sistema vulcânico da Província Magmática Paraná-Etendeka, cortando sequências sedimentares mais antigas da Bacia do Paraná e rochas cristalinas pré-Cambrianas expostas após a elevação e quebra do continente.

Três enxames de diques principais constituem esse extenso sistema: Santos-Rio de Janeiro (ou Serra do Mar), Ponta Grossa e Florianópolis (Piccirillo *et al.*, 1990, Raposo *et al.*, 1998, Valente *et al.*, 2007). O Enxame de Ponta Grossa está orientado perpendicularmente à costa (direção NW), e aparece separando os outros dois enxames, paralelos à mesma, formando um arranjo que tem sido interpretado como uma junção tríplice, na qual o Enxame de Ponta Grossa seria o braço abortado (Herz, 1977; Coutinho, 2008).

A região da costa de Santa Catarina, sul do Brasil, apresenta diques de composições diversas, predominantemente básicos a intermediários, e mais raramente ácidos (Marques *et al.*, 1993; Raposo *et al.*, 1998; Marques, 2001; Tomazzoli & Lima, 2006), que conjuntamente constituem o Enxame de Diques de Florianópolis (EDF).

O enxame está bem exposto ao longo da costa, na Ilha de Santa Catarina (município de Florianópolis) e região continental adjacente. É composto por diques de basalto toleítico geralmente verticais, com direção predominante NNE, e espessuras variáveis, que podem alcançar 70 metros. Ocorrem, em menor expressão, diques com direção NNW, que são bem menos espessos (0,1-2 metros) e tipicamente mais jovens, como mostram suas relações de campo, cortando os primeiros (Raposo *et al.*, 1998; Marques *et al.*, 2001; Florisbal *et al.*, 2014).

Florisbal *et al.* (2009) estudaram áreas continentais próximas à ilha de Santa Catarina, e identificaram na região de Garopaba (Praia da Silveira), granitos sintectônicos de ~630–620 Ma, e na Praia da Pinheira, o Granito Ilha (~590–580 Ma) tardi- a pós tectônico (Bitencourt *et al.*, 2008), como rochas encaixantes dos diques. Também verificaram que os contatos dos diques com as encaixantes por vezes apresentam feições que sugerem mútua intrusão de magmas basálticos (básicos) e graníticos, indicativas de que os granitos pré-Cambrianos foram localmente refundidos.

Peate *et al.* (1999) e Marques (2001) apresentaram dados geoquímicos para rochas do Enxame de Florianópolis, que seria composto, predominantemente, por dois grupos de diques com alto teor de Ti ($\text{TiO}_2 > 3\%$): um grupo, predominante, com características equivalentes às das vulcânicas tipo Urubici (alto Sr), e outro com teores mais baixos de Sr (semelhante ao tipo Pitanga, descrito no norte da província). Os diques mais jovens de baixo-Ti são quimicamente semelhantes aos derrames do sul da PMP (Marques, 2001) ou a basaltos tipo Ribeira (Martelete, 2014).

II.2.2.1 Distribuição do Enxame de Diques de Florianópolis no espaço e no tempo

II.2.2.1.1 Mapa Geológico

Rochas encaixantes do Enxame de Diques de Florianópolis consistem em associações graníticas, presentes no Cinturão Dom Feliciano, região Sul do Brasil. São chamadas de Batólito Pelotas, Batólito Florianópolis e Batólito Aiguá, nos escudos Sul Rio Grandense, Catarinense e Uruguaio, respectivamente (Fragoso-César, 1980). Alguns dos corpos graníticos mostram

interação com magmas básicos contemporâneos a eles, sob a forma de enclaves máficos, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróicos (Bitencourt *et al.*, 2008).

O Cinturão Dom Feliciano tem orientação preferencial em uma faixa de direção NNE e faz parte da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981). A província ocupa uma parte significativa do território brasileiro, desde o sul do Craton São Francisco, até o Uruguai. O cinturão aparece recoberto por sequências sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, em sua porção meridional.

O magmatismo responsável pela geração dos granitoides, presentes nessa unidade geotectônica, tem sido interpretado nas últimas décadas, como sendo relacionado a uma tectônica transpressiva, típica de um ambiente pós colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Philipp *et al.*, 2004). No entanto, modelos diversos têm sido propostos ao longo dos últimos quarenta anos. Historicamente, são destacadas algumas linhas de interpretação: a primeira, segundo Hasui *et al.*, 1975; Fragoso-César, 1980; Santos *et al.*, 1984, considerava a existência do Cráton Rio de la Plata a oeste, e o Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) ou Dom Feliciano (Fragoso-César, 1980) a leste. Segundo os mesmos autores, a Ilha de Santa Catarina se situaria no prolongamento do Maciço Meridiano de Pelotas. A segunda, por Basei & Teixeira (1987), considerou um retrabalhamento de terrenos, por ação de um evento termo-tectônico. Já a terceira linha de pensamento foi proposta por Silva (1999), considerando o Ciclo Brasileiro como um ciclo orogênico, e dividindo o embasamento em: Cinturão Móvel de Joinville; Craton de Guarua, ao norte do cinturão; e o Craton de Itapema, ao sul do cinturão.

A descrição de unidades presentes na Ilha de Santa Catarina foi baseada no mapa de Caruso & Awdziej (1993). O mapa geológico original foi realizado com ênfase em unidades sedimentares mais recentes, e aqui é apresentado de forma simplificada (Fig. 15), destacando-se rochas graníticas e vulcânicas do Proterozoico Superior ao Paleozoico e Mesozoico. São apresentados dados compilados de Tomazzoli & Pellerin (2008), e Pellerin *et al.* (2010), representando diques mesozoicos mapeados, objeto de estudo desta dissertação.

A legenda do mapa geológico foi modificada, visando à simplificação dos dados apresentados, sendo mantida a subdivisão cronoestratigráfica. Descrições de algumas unidades, segundo suas litologias, retiradas da nota explicativa do mapa são apresentadas a seguir com algumas modificações referentes a idades obtidas mais recentemente.

Figura 15 – Mapa geológico simplificado da Ilha de Santa Catarina, modificado de Caruso & Awdziej (1993). Diques mesozoicos representados no mapa foram compilados de trabalhos de Tomazzoli & Pellerin, e Pellerin *et al.* (2010).

NEOPROTEROZOICO

O Granito Paulo Lopes é composto por biotita monzo- a sienogranitoporfiríticos, de matriz granular hipidiomórfica média a grossa, com evidências de baixo a médio grau de deformação denotado por foliação magmática bem desenvolvida e foliação milonítica local restrita a faixas métricas. São leucocráticos, de coloração rósea, e possuem plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita, como minerais principais. Os minerais acessórios são apatita, zircão, allanita e minerais opacos, e secundários, clorita e raramente muscovita. A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.*, 1997) é de 626 ± 8 Ma.

O Granito São Pedro de Alcântara é composto por monzogranitos e granodioritos, relativamente homogêneos, com frequentes ocorrências de enclaves máficos. Possui textura porfirítica de matriz média a grossa, com fenocristais de feldspato potássico, e mais raramente, de plagioclásio. Como minerais acessórios tem-se zircão, apatita, allanita e titanita, e como secundários, sericita, epidoto, clorita e carbonatos. A Suíte São Pedro de Alcântara possui idades U-Pb SHRIMP de 613 ± 9 Ma (Jelinek *et al.*, 2005), e 585-595 Ma (Corrêa, 2017).

O Granito Ilha (Suíte Pedras Grandes), rocha mais abundante da Ilha de Santa Catarina e de ilhas próximas, corresponde a biotita monzo- a sienogranitos, de textura equigranular seriada média a grossa. A coloração é cinza rosada, de mineralogia representada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita como minerais principais, zircão, allanita, apatita e minerais opacos, como acessórios, e epidoto, sericita/muscovita, clorita, titanita, carbonatos e fluorita, como minerais secundários. Apresenta veios e bolsões pegmatíticos, aplitos, com leucogranitos cortando o corpo granítico. Idades para a Suíte Pedras Grandes são de U-Pb 595 ± 5 Ma (Jelinek *et al.*, 2005), e 585-600 Ma (Corrêa, 2017).

A unidade plutono-vulcânica neoproterozoica mais jovem, a Suíte Cambirela é formada por intrusões tabulares de rochas ácidas e básicas, hipoabissais e efusivas, de granulação fina a média com diques de ocorrência subordinada. Dois grupos principais podem ser separados na suíte: o Granito Itacorubi, e o Riólito Cambirela. Granito Itacorubi é constituído por hornblenda-biotita monzogranitos, de coloração cinza médio. Possui textura porfirítica de matriz fina com fenocristais ovóides ou manteados por feldspato potássico, com quartzo e plagioclásio subordinados. Como minerais principais, encontram-se hornblenda, biotita, e quartzo. Seus contatos são tectônicos, através de falhamentos, alinhados na direção NE-SW, acompanhando lineamentos onde estão encaixados diques riolíticos. Ocorrem enclaves máficos microgranulares, autólitos, e xenólitos. Xenólitos do Riólito Cambirela no Granito Itacorubi

evidenciam, segundo Bitencourt *et al.* (2008), a colocação deste como posterior ao extravasamento dos riolitos.

O Riolito Cambirela aparece principalmente na porção sul da Ilha. A composição varia entre riolitos e riodacitos, com estrutura de fluxo. Aparecem fenocristais de quartzo corroído, com feldspato potássico, quartzo e plagioclásio na matriz. São minerais acessórios zircão, minerais opacos, e secundários, epidoto, clorita, sericita, e biotita. Há ocorrências de rochas vulcanossedimentares associadas, como ignibritos, de idade 580 ± 5 (Janasi *et al.*, 2015).

MESOZOICO

Diques de diabásio são muito frequentes com espessuras variadas, encaixados em granitoides neoproterozóicos, preenchendo fraturas, de direção preferencial NE-SW. Ocorrem também diques subordinados de direção NW-SE.

CENOZOICO

Depósitos de encostas, provocados por erosão das rochas mais antigas e transporte de sedimentos, representam sedimentos terciários.

Depósitos de turfas, manguezais, eólicos, lagunares, transicionais e marinhos praias definem sedimentos quaternários (Holoceno e/ou Pleistoceno).

II.2.2.1.2 Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para os derrames e diques

Existem diversas estimativas de duração do vulcanismo na Província Magmática do Paraná no Brasil, e o principal volume de dados corresponde a datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pelo método de fusão total (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996). As idades são essenciais para modelos de geração de fusão, taxas de erupção e quebra continental.

Thiede & Vasconcelos (2010) reanalisaram amostras datadas por esses autores utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por aquecimento em etapas (stepped heating), e obtiveram idades idênticas (134.2 e 134.8 Ma) para duas amostras para as quais haviam sido obtidas as idades mais antigas e mais novas (~138 Ma e 128 Ma, respectivamente), demonstrando assim que os resultados por fusão total são inconsistentes. A partir dos novos resultados também

consideram que uma rápida extrusão aliada à falta de indícios de extinção em massa refuta modelos petrológicos que dependem de uma extrusão prolongada.

Deste modo, o principal volume de datações existente para as lavas da província é atualmente considerado de qualidade duvidosa. As datações que utilizaram o método mais confiável ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com aquecimento em etapas) não passam onze no total para as rochas do pacote vulcânico da PMPE no Brasil, o que não permite estimar com precisão a idade exata e a duração do vulcanismo.

A duração mínima do magmatismo tem sido estimada em aproximadamente 3 Ma, considerando as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 133.6-131.5 Ma, obtidas na porção norte da província (Ernesto *et al.*, 1999), consistentes com o modelo estratigráfico que indica que os basaltos de alto-Ti dessa região seriam as manifestações mais jovens.

Para os enxames de diques, datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por aquecimento em etapas de diques compostos por basaltos de alto-Ti (tipos Pitanga e Paranapanema), no Enxame de Ponta Grossa (Renne *et al.*, 1996), forneceram idades no intervalo 133.1-130.8 Ma (idades recalculadas). Foram também obtidas idades mais jovens (128-121 Ma) para diques do mesmo enxame (Renne *et al.*, 1996), e para o Enxame de Florianópolis (Raposo *et al.*, 1998), que poderiam ter se colocado após a geração da sequência vulcânica exposta.

Raposo *et al.* (1998), ao comparar os pólos paleomagnéticos dos diques de Florianópolis com os pólos dos diques do enxame de Ponta Grossa (datados em ~131 Ma), e amostras de uma área mais ampla, concluíram que a maior parte dos diques do Enxame de Florianópolis seria mais jovem que 127 Ma, o que seria corroborado por datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pelo método do aquecimento em etapas. Deste modo, esses diques foram considerados representantes de um episódio magmático imediatamente anterior à formação de crosta oceânica associada à abertura do Oceano Atlântico (Raposo *et al.* 1998, Marques *et al.* 2003).

II.2.2.1.3 Idades U-Pb para derrames e diques

Idades U-Pb ID-TIMS em badeleíta foram obtidas por Florisbal *et al.* (2014) para três diques aflorantes na parte sul do Enxame de Florianópolis, em sua porção continental. Todas são idênticas em $134,3 \pm 0,2$ Ma (Gabro Silveira), $134,7 \pm 0,3$ Ma (Diabásio Pinheira) e $133,9 \pm 0,7$ Ma (Traquiandesito Pinheira).

As idades precisas foram interpretadas como um indício de que o principal período de intrusão desses diques foi de curta duração, e ocorreu há aproximadamente 134 Ma, mesma idade das lavas próximas e quimicamente correlatas (Thiede & Vasconcelos, 2010; Janasi *et al.*, 2011).

Janasi *et al.* (2011) publicaram uma datação U-Pb ID-TIMS precisa para zircão/badeleíta de um dacito tipo Chapecó, correspondentes aos primeiros derrames da sequência de alto-Ti, no norte da província, e obtiveram a idade de 134.3 ± 0.8 Ma. Tal valor confirma interpretações prévias (Thiede & Vasconcelos, 2010) de que a sequência vulcânica inferior, de baixo-Ti, foi construída em menos de 1 Ma.

II.3. Materiais e Métodos

II.3.1 Etapas de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em três etapas, nas regiões de costões, e no interior da porção norte da Ilha de Santa Catarina. Cada etapa de campo teve duração de, aproximadamente, seis dias. Os principais objetivos foram a coleta de amostras complementares às existentes²; o estudo das feições estruturais dos diques – estruturas de borda, relações de corte e contato mútuo, com ênfase na zonação; e a identificação de feições de borda/interação com as rochas encaixantes graníticas.

II.3.2 Utilização do SIG – Software ArcMap® e QGIS®

Sistemas da informação geográfica (SIG) foram utilizados como ferramentas para a apresentação e análise de dados georreferenciados, como pontos apresentados no item 3.3 – Amostragem, através dos softwares ArcMap® e QGIS®. O mapa geológico, de Caruso & Awdziej (1993), foi digitalizado e atualizado com base no modelo digital de elevação do IBGE, do estado de Santa Catarina.

Ambos os softwares foram importantes para a apresentação georreferenciada dos pontos amostrados; compilação do mapa geológico; localização dos afloramentos apresentados

---

² Outros trabalhos de campo haviam sido realizados em 2013 pela Profa. Dra. Luana Florisbal, durante seu pós-doutoramento, e pelo Prof. Dr. Valdecir Janasi, orientador desta dissertação de mestrado.

no Capítulo III – Resultados; medição e análise dos diques presentes nos costões da parte norte da ilha.

Os resultados, obtidos através da utilização desses SIGs, foram fundamentais para se entender a ocorrência, disposição espacial, e na observação integrada de outros resultados obtidos.

II.3.3 Amostragem

A amostragem foi realizada em todos os diques visitados durante as etapas de campo. A maior parte dos afloramentos está concentrada nos costões, já que a vegetação é densa nas porções do interior da ilha, com fortes declives, que caracterizam a topografia das rochas graníticas neoproterozoicas.

A Figura 16 expõe os locais amostrados, na área de estudo, sobre o mapa geológico e o modelo digital de terreno.

Figura 16 - Mapa de afloramentos amostrados. A legenda mostra unidades que aparecem na área de estudo. O mapa geológico é modificado de Caruso & Awdziej (1993), e os diques representados no mapa, retirados de Tomazzoli & Pellerin (2008) e Tomazzoli & Lima (2006).

Na etapa de amostragem, levou-se em consideração a quantidade de intrusões por espaço de colocação, e suas principais características. Para diques compostos e simples a metodologia de amostragem foi distinta. Diques compostos foram identificados pela presença de bordas de resfriamento no interior de diques básicos, ou por diferenças litológicas (e.g. diques ácidos com bordas básicas).

Nos diques simples, optou-se por coletar amostras de borda e núcleo. Dessa forma, houve o controle de uma única intrusão. Em diques compostos, a metodologia consistiu em amostrar cada intrusão, sem controle de borda e núcleo. O principal objetivo dessa amostragem foi, portanto, a identificação dos diversos tipos químicos, e suas relações de corte quando compostos, ou suas variações borda-núcleo, quando simples.

Todas as amostras coletadas estão presentes na Tabela do ANEXO 1, que resume a metodologia aplicada em cada uma, de cada ponto. A tabela de pontos completa, com localização, descrição e medidas, está presente no ANEXO 2.

II. 3.4 Mapas aerogeofísicos e ortofotos

Os mapas aerogeofísicos, obtidos pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), estão inseridos no Projeto 1095: Projeto aerogeofísico Paraná-Santa Catarina, gentilmente cedidos para uso neste projeto. Os dados foram adquiridos com base no posicionamento por satélites (GPS), com direção das linhas de voo N-S, e espaçamento de 500 m. A direção das linhas de controle E-W utilizou espaçamento de 10.000 m, com altura de voo sobre o terreno de 100 m.

Imagens aéreas e dados geofísicos são imprescindíveis para se investigar a extensão, espessura e ocorrência de diques, que representam estruturas lineares e apresentam grande contraste composicional, textural e estrutural em relação às rochas graníticas encaixantes neoproterozoicas.

Foram utilizados dados aeromagnéticos para a localização e observação da extensão do enxame, assim como o cálculo de dilatação crustal, com base no tratamento das ortofotos. A Figura 17 apresenta a disposição do levantamento de dados, feito pela CPRM, em vermelho. A Ilha de Santa Catarina não foi totalmente inserida, mas é possível observar a continuação a sul, na parte continental, já que a maior parte dos diques possui orientação NNE-SSW.

Figura 17 – Articulação das folhas topográficas utilizadas para o levantamento geofísico, na escala de 1:100 000. Fonte: http://www.cprm.gov.br/publique/media/aero_parana_santacatarina. A ilha de Santa Catarina aparece destacada por linha pontilhada preta.

As ortofotos foram obtidas no banco de dados do SIGSC (Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina), no formato matricial, pelo projeto de Levantamento Aerofotogramétrico 2010 - Ortofotomosaico RGB.

Essas imagens permitiram o cálculo de dilatação crustal, quando observadas e analisadas no software ArcMap®, além de uma melhor observação das estruturas regionais. A extensão crustal é calculada de maneira simples, utilizando-se uma geometria bidimensional. A Figura 18 ilustra a metodologia de cálculo, por medição e soma de espessuras.

Figura 18 – Ilustração da localização dos componentes presentes na metodologia do cálculo de dilatação crustal. Dt é a distância total, que sofreu a dilatação, ou extensão. $Ld_{1,2,3,4}$ são espessuras medidas de cada dique.

O cálculo, descrito por Gudmundsson (1990), é feito projetando-se os diques em uma linha desenhada perpendicularmente à orientação principal das direções. A dilatação é obtida dividindo-se a soma das espessuras medidas ($L_{1,2,3,4}$), pelo tamanho da linha (Dt).

II.3.5 Microscopia Ótica

A petrografia foi realizada em microscópio petrográfico binocular Olympus BXP 40, de luz transmitida, no Laboratório de Microscopia Petrográfica – LMP, da Universidade de São Paulo, para caracterização da composição, mineralogia e textura das rochas básicas, intermediárias e ácidas, presentes nos diques.

Ao todo, foram descritas 63 seções delgadas, entre amostras de diques, enclave e suas encaixantes. A tabela com a relação completa encontra-se na tabela do ANEXO 1.

Também foram realizadas fotomicrografias no Laboratório de Microscopia Petrográfica/Óptica.

II.3.6 Química de rocha total

Foram utilizadas amostras de todos os diques que não se mostraram intemperizados, para análises químicas elementais e isotópicas. Estes métodos são importantes para se conhecer as afinidades e características químicas de cada variedade, associadas a sua ocorrência em campo.

Modelamento e inferências acerca da gênese dessas rochas também são realizadas pela obtenção dos dados de química de rocha total, aliadas a dados de química mineral.

Ambas as análises geoquímicas (elemental e isotópica) foram realizadas a partir da preparação de um pó de rocha total. Pastilhas, fundida e prensada, foram produzidas no Laboratório de Tratamento de Amostras – LTA, para análise geoquímica elemental.

Trituram-se as amostras em prensa hidráulica (Fig. 19a), em quantidades entre 100 e 150 gramas, conforme a granulagem encontrada. A seguir são quarteadas e pulverizadas em moinho de ágata (Fig. 19b), até alcançar granulometria na fração argila. Os equipamentos utilizados no Laboratório de Tratamento de Amostras – LTA estão representados nas figuras 19 e 20.

Figura 19 – Equipamentos utilizados para a preparação de material para análise química de rocha total, pertencentes ao Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA). (a) Prensa hidráulica, (b) Moinho, (c) Panela de ágata, componente do moinho.

Para a pastilha prensada, o mesmo pó foi ainda micronizado (Fig.5b), e submetido à prensa mostrada na Figura 5a.

Figura 20 – (a) Prensa para a obtenção de pastilha prensada, após a micronização. (b) micronizador com pastilhas de teflon.

II.3.6.1 Geoquímica Elemental

Análises de elementos maiores e menores foram feitos em pastilhas fundidas, e os elementos traços, em pastilhas de pó prensado.

Cerca de 40 amostras foram analisadas para elementos maiores, menores e traços, por Fluorescência de Raios X (FRX), no Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica, Instituto de Geociências USP. Os dados foram obtidos por um Espectrômetro de Fluorescência de Raios X -

PANalytical modelo AXIOS MAX Advanced, com trocador de amostras automático. Maiores detalhes de calibração podem ser obtidos em Mori *et al.* (1999).

O controle de qualidade é feito através da confecção de duplicatas, que são analisadas no processo de perda ao fogo (LOI) e para elementos maiores (pastilhas fundidas). Padrões e limites de detecção para cada elemento encontram-se discriminados na Tabela 3.

Tabela 3 – Padrões utilizados nas análises de FRX, ambos produzidos por GSJ (*Geological Survey of Japan*), e indicação dos limites de detecção.

		Padrões				Limites de detecção
		JB 1a		JG 1a		
		basalto		granodiorito		
		medido	referência	medido	referência	
(%)	SiO ₂	52,97	52,16	72,38	72,19	0,03
	TiO ₂	1,31	1,30	0,243	0,25	0,003
	Al ₂ O ₃	14,81	14,51	14,25	14,22	0,02
	Fe ₂ O ₃	9,10	9,1	1,98	2,05	0,01
	MnO	0,10	0,15	0,06	0,06	0,002
	MgO	7,80	7,75	0,58	0,69	0,01
	CaO	9,36	9,23	2,21	2,13	0,01
	Na ₂ O	2,85	2,74	3,53	3,41	0,02
	K ₂ O	1,42	1,42	4,00	4,01	0,01
	P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,080	0,08	0,003
	LoI	1,1	1,1	0,59	0,59	0,01
	Total	99,91	99,72	99,90	99,68	
(ppm)	Ba	641	497	453	458	37
	Ce	77	66,1	56	45,2	35
	Co	36	39,5	5	5,7	6
	Cr	386	415	31	18,6	13
	Cu	56	55,5	< 5	1,3	5
	Ga	18	18	17	17	9
	La	38	38,1	< 28	21,8	28
	Nb	24	27	11	12	9
	Nd	31	25,5	17	21	14
	Ni	140	140	7	6,4	5
	Pb	2	7,2	25	27	4
	Rb	38	41	180	180	3
	Sc	29	27,9	< 14	6,31	14
	Sr	434	443	182	185	2
	Th	8	8,8	11	12,1	7
	U	< 3	1,6	4	4,7	3
	V	237	220	23	23	9
	Y	22	24	31	31,6	2
	Zn	80	82	39	38,8	2
	Zr	134	146	118	121	2
	F	156	170	691		50
	Cl	< 500	385	< 500	450	500
	S	< 550	9	< 550	10	550

Um subconjunto de 20 amostras foi escolhido para análises de elementos traço, por ICPMS. A metodologia utilizada encontra-se descrita por Navarro *et al.* (2008), com determinações realizadas em espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (analisador quadrupolo - Thermo-Fisher Co.).

Nesta técnica, ca. 40 mg do pó da amostra (granulação menor que 200 mesh) são dissolvidas por ataque ácido em uma mistura de HF e HNO₃ em forno micro-ondas por 60 minutos. A solução obtida é seca, novamente dissolvida em HNO₃ diluído, e analisada em espectrômetro ICP-MS ELAN6100, no Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica, Instituto de Geociências USP. Limites de detecção são indicados na Tabela 4, para cada elemento.

Tabela 4 – Rotinas analisadas por ICP-MS, e seus limites de detecção.

Rotina ETR				Rotina Tântalo	
Elemento	LD (3s) (ppm)	Elemento	LD (3s) (ppm)	Elemento	LD (3s) (ppm)
La	0,01	Yb	0,01	Zr	0,03
Ce	0,01	Lu	0,01	Nb	0,02
Pr	0,01	Rb	0,01	Mo	0,05
Nd	0,08	Zr	0,03	Ta	0,02
Sm	0,01	Nb	0,01	W	0,05
Eu	0,01	Ba	0,5	U	0,01
Gd	0,01	Hf	0,01	Sn	0,01
Tb	0,01	Y	0,01		
Dy	0,01	Pb	0,02		
Ho	0,01	Th	0,01		
Er	0,01	U	0,01		
Tm	0,01	Cs	0,01		

Maiores detalhes podem ser obtidos em Navarro *et al.* (2008). A relação com indicação de análises por FRX e ICPMS está contida na tabela do ANEXO 1.

II.3.6.2 Isotópica (isótopos radiogênicos – Sr e Nd)

Isótopos radiogênicos de Sr e Nd foram analisados em dois conjuntos de amostras. A Tabela 5 resume as informações laboratoriais. As descrições detalhadas são apresentadas em cada subitem respectivo.

Tabela 5 – Resumo de informações laboratoriais, referentes a análises isotópicas de Sr e Nd

Amostra	Isótopos	Laboratório	Total
V-07C V-10A V-10B V-10C	Sr, Nd	Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP (CPGeo)	4 (quatro)
E-02H E-13 CSC-01G CSC-01H	Sr, Nd	<i>Radiogenic Isotope Facility</i> da Universidade de Queensland (RIF-UQ)	4 (quatro)

Análises isotópicas de Sr e Nd no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP (CPGEO)

As determinações das composições isotópicas de Sr e Nd foram realizadas em amostras de rocha total. A metodologia de referência é descrita por Sato *et al.* (2008) para Nd e Kawashita (1972) para Sr. O ataque das amostras é feito a partir de ca. 40mg de pó de rocha com granulação menor que 200 mesh. São adicionados 5 mL de ácido nítrico e 15 mL de HF, ambos destilados abaixo do ponto de ebulição. A mistura é aquecida a 160 °C, durante 10 dias, em pressão 5-7 bar. A diluição é feita em Savillex.

Para etapas de separação isotópica são empregadas colunas de troca catiônica com resina AG-50W-X8 (200-400 mesh). Os ácidos utilizados foram destilados sob temperaturas abaixo do ponto de ebulição. O condicionamento e eluição da resina foi efetuada com HCl em várias concentrações.

A extração do Sr foi realizada com HCl 2,5 M, sendo a resina lavada novamente com HCl 6,2 M para que fossem extraídos os elementos terras-raras (ETRs). Já a separação de Sm e Nd foi realizada em uma alíquota de HCl 6,2 M. Colunas preenchidas com pó de teflon e lavagens com HCl 0,26 M serviram para a separação de Nd, e com HCl 0,55 M para Sm.

Determinações isotópicas de Sr foram realizadas em espectrômetro de massa com termo-ionização (TIMS), modelo TRITON da Thermo Scientific. Isótopos de Nd foram detectados em espectrômetro de massa com plasma indutivo acoplado, modelo Neptune da Thermo Scientific. Razões normalizadoras são dadas na Tabela 6.

Tabela 6 – Razões de normalização para isótopos de Sr e Nd

Razão Isotópica	Valor	Referência
$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	0,1194	Steiger & Jäger (1978)
$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,7219	Michard <i>et al.</i> (1985)

Concentrações absolutas de Sr e Rb foram obtidas através de análises de Fluorescência de Raios-X (FRX), e de Sm e Nd, por ICPMS.

Análises de Sr foram testadas a partir do material de referência NBS-987 do NIST-USA, com valor de $0,710243 \pm 0,000024$, comparado ao valor certificado de $0,71034 \pm 0,000026$. Valores de Nd foram testados pela referência JNDi-1 (Tanaka *et al.*, 2000) e no período de análises forneceu relação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512097 \pm 0,000005$.

Para o cálculo de ϵNd utilizaram-se idades U/Pb obtidas por Florisbal *et al.* (2014).

Análises isotópicas de Sr e Nd no Radiogenic Isotope Facility da Universidade de Queensland (RIF-UQ)

Determinações das composições isotópicas de Sr e Nd feitas em amostras de rocha total. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram obtidas através de equipamento Nu Plasma HR MC-ICP-MS, em modo estático, incluindo um auto-amostrador CETAC ASX-110FR modificado e um sistema de nebulização de dissolução de DSN-100. Razões para correção do fracionamento de massa estão presentes na Tabela 6.

O instrumento analítico foi calibrado com vários padrões. No momento da análise, o valor medido para o padrão NBS-987 foi de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710249 \pm 0,000015$ (n= 17, 2SD). Para Nd, foi utilizado um padrão interno: Ames Nd Metal, com média de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511966 \pm 0,000003$ (n=25, 2SD).

Valores de materiais de referência, USGS BCR-2 e BHVO-2, medidos com as amostras foram: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705021 \pm 0,000012$ e $0,703483 \pm 0,000009$; e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,521636 \pm 0,000006$. Todos os materiais de referência medidos foram consistentes com os valores de referência.

Concentrações absolutas de Sr e Rb foram obtidas através de análises de Fluorescência de Raios-X (FRX), e de Sm e Nd, por ICPMS.

II.3.7 Química Mineral

Análises químicas pontuais das principais fases minerais de rochas do Enxame de Diques de Florianópolis foram realizadas em Microsonda Eletrônica, com canhão eletrônico suportado por Field Emission (FE), JEOL JXA-FE-8530, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O aparelho conta com cinco espectrômetros WDS, e um EDS. Os espectrômetros WDS possuem dois cristais analisadores intercambiáveis, somando um total de dez cristais.

Os dados obtidos, tratados para o cálculo das fórmulas estruturais, tiveram resultados representados em diagramas classificatórios e de variação catiônica. Neste trabalho, o objetivo da química mineral é estudar a evolução magmática através de modelamentos geoquímicos quantitativos, e obter uma caracterização química das fases principais e secundárias.

Quatro amostras foram escolhidas, dentre as variedades químicas encontradas em microgabro, dacito e enclave microgranular máfico. As fases minerais analisadas encontram-se representadas na Tabela 7, divididas pelo tipo de rocha e código da amostra. Padrões de referência, para cada elemento e mineral, encontram-se especificados na Tabela 8.

Tabela 7 – Fases minerais principais e secundárias, analisadas na Microsonda Eletrônica FE. Encontram-se representadas as fases de cada amostra, separadas pelo tipo de rocha.

Tipo de rocha	Amostra	Fases minerais principais				Fase secundária
		Olivina	Clinopiroxênio	Plagioclásio	K-feldspato	Anfibólio
Básicas (microgabro)	C-01g		x	x		x
	C-01h		x	x		x
Ácida (dacito)	E-02a			x	x	x
Enclave básico (Enc. microgr. máfico)	V-10c2	x	x	x		

Tabela 8 – Padrões especificados por elemento e mineral. Os padrões são certificados pelo Smithsonian Natural Museum of Natural History e Geller Microanalytical Laboratory (procedência).

	Elemento	Nome do Padrão	Massa (%)	Procedência
Olivina	1 SiO ₂	diopside	54,87	Smithsonian
	2 Al ₂ O ₃	anorthite	36,03	Smithsonian
	3 FeO	fayalite	67,55	Smithsonian
	4 MnO	fayalite	2,14	Smithsonian
	5 NiO	glass_rhyolitic_#37	0,73	Smithsonian
	6 CaO	Wollastonite	47,84	Geller
	7 K ₂ O	Ortoclase	12,78	Geller
	8 TiO ₂	Rutile	99,98	Geller
	9 Cr ₂ O ₃	chromite	60,5	Smithsonian
	10 MgO	basalt_#8	49,42	Smithsonian
	11 Na ₂ O	Albite	11,79	Smithsonian
Clinopiroxênio	1 SiO ₂	diopside	54,87	Smithsonian
	2 Al ₂ O ₃	anorthite	36,03	Smithsonian
	3 FeO	fayalite	67,55	Smithsonian
	4 MnO	fayalite	2,14	Smithsonian
	5 CaO	wollastonite	47,84	Geller
	6 K ₂ O	ortoclase	12,78	Geller
	7 TiO ₂	rutile	99,98	Geller
	8 Cr ₂ O ₃	chromite	60,50	Smithsonian
	9 Na ₂ O	albite	11,79	Smithsonian
	10 MgO	diopside	18,30	Smithsonian
Plagioclásio/k-feldspato	1 SiO ₂	anorthoclase	66,44	Smithsonian
	2 Al ₂ O ₃	anorthoclase	20,12	Smithsonian
	3 FeO	fayalite	67,55	Smithsonian
	4 MnO	fayalite	2,14	Smithsonian
	5 CaO	wollastonite	47,84	Geller
	6 K ₂ O	ortoclase	12,78	Geller
	7 SrO	strontianite	67,67	Smithsonian
	8 TiO ₂	rutile	99,98	Geller
	9 BaO	benitoite	37,05	Smithsonian
	10 Na ₂ O	Albite	11,79	Geller
	11 MgO	diopside	18,30	Smithsonian
Anfibólio	1 SiO ₂	diopside	54,87	Smithsonian
	2 Al ₂ O ₃	horneblende_#28	15,47	Smithsonian
	3 FeO	fayalite	67,55	Smithsonian
	4 MnO	fayalite	2,14	Smithsonian
	5 NiO	glass_rhyolitic_#37	0,73	Smithsonian
	6 Cl	Sodalite	7,20	Geller
	7 CaO	Wollastonite	47,84	Geller
	8 K ₂ O	ortoclase	12,78	Geller
	9 TiO ₂	rutile	99,98	Geller
	10 Cr ₂ O ₃	chromite	60,50	Smithsonian
	11 ZnO	Willemite	66,30	Geller
	12 F	fluorapatite	3,53	Smithsonian
	13 Na ₂ O	Albite	11,79	Geller
	14 MgO	diopside	18,30	Smithsonian

As condições analíticas, utilizadas para as análises pontuais, foram conduzidas sob tensão de 15 kV, e corrente 20 nA. O diâmetro do feixe foi de 5 µm para todos os minerais, exceto o plagioclásio, para o qual se utilizou um feixe de 10 µm. Efeitos de matriz foram corrigidos pelo sistema PRZ Armstrong.

II.3.8 Microscópio Eletrônico de Varredura - MEV

As análises foram realizadas no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Três amostras foram preparadas para análise, e escolhidas levando-se em conta a variedade petrográfica e química. O objetivo consistiu em um detalhamento textural, identificação da mineralogia acessória e secundária, caracterização da alteração hidrotermal, e suporte para análises de microsonda eletrônica por WDS.

As condições analíticas variaram entre 15 – 20 kV de tensão, 1 – 1,5 nA de corrente, com um *work distance* (WD) de 18 mm.

II.3.9 Difração de Raios-X

A análise de minerais por Difração de Raios-X serviu de base para pesquisas cristalográficas, tanto no auxílio para reconhecimento de minerais, quanto para a caracterização petrológica. Foi realizada no Laboratório de Difração de Raios X – LDRX, no Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. O equipamento utilizado foi o difratômetro Siemens modelo D5000.

Foram analisados dois tipos de material: pó de rocha total de amostras ácidas, para a identificação de minerais de intercrescimentos nas mesóstases; e pó obtido a partir de investigação na lupa, de locais distintos em amostras de brecha presente no interior de dique. O segundo material foi extraído com ferramentas de abrasão e perfuração, com o controle de localização na amostra. Difratogramas realizados para todos os materiais encontram-se no ANEXO 3.

CAPÍTULO III – RESULTADOS

III.1. Geologia - relações de campo

As exposições de diques são encontradas em dois tipos de regiões morfológicas: nos costões e no interior da ilha, em regiões de morros, formados por granitos e granitoides. Os costões, da parte norte da ilha, são dominados por granitos. Dentre os diques, predominam básicos, com três ocorrências identificadas de diques ácidos, e uma, de intermediário.

Existem considerações iniciais que são levadas em conta na etapa de campo, em que há a delimitação de relações: a identificação de estruturas – feições de borda, presença de margens resfriadas – e do tipo de rocha (microgabro, e dacito).

Nesta seção, algumas relações são destacadas, fundamentais para se entender diferenças entre a encaixante neoproterozoica, e as espécies presentes nas estruturas mesozoicas, relacionadas à tectônica distensiva investigada. É importante notar que algumas características foram somente identificadas em análises químicas de rocha total, que são abordadas em detalhe neste capítulo, item 3 (Geoquímica), principalmente na identificação de um dique de bordas andesíticas (intermediário).

Um panorama geral é dado nesta seção, em relação às variedades composicionais. É possível identificar os diferentes tipos básicos, que possuem variedades relacionadas às diferenças no conteúdo de SiO_2 , P_2O_5 e Sr, e separam subgrupos dentre os conhecidos alto- TiO_2 (Peate, 1992; Peate *et al.* 1997, 1999; Marques, 2001).

A Figura 21 consiste em um mapa esquemático da área, com pontos que mostram relações de composição e corte, identificados por ordem de apresentação, e código de campo.

Figura 21 – Mapa esquemático do norte da Ilha de Santa Catarina. Pontos que possuem diques de diferentes composições e que mostram relações de corte encontram-se representados por código de campo, e ordem de apresentação no capítulo.

III.1.1 Diques básicos

Dentre os tipos básicos, depois de identificadas estruturas que mostram se tratar de diferentes diques no mesmo espaço de colocação, podem-se estabelecer algumas relações. Compõem-se de microgabros de diferentes composições químicas, sendo alguns pontos destacados por relações-chave no entendimento entre as diversas variedades.

A Figura 22 representa um afloramento de diques básicos no Costão do Santinho, que aparecem como intrusões em três direções diferentes, todas no quadrante NE. Todos eles possuem bordas de resfriamento, indicando que a abertura do espaço de colocação pode ter ocorrido em etapas.

O croqui (Fig. 22A) mostra três diques, de diferentes composições: I e III – Microgabro com alto conteúdo de Sr (~640-780 ppm) e P_2O_5 (0,5-0,6%) (característica química abreviada como ASr-P); e II – Microgabro do tipo intermediário Sr (~440-550 ppm) e P_2O_5 (~0,4%) (ISr-P). Pelas relações de corte, a ordem de intrusão é I-II-III, indicando diferentes estágios de abertura.

Figura 22 – Afloramento de diques básicos no Costão do Santinho. Podem-se observar intrusões de diferentes direções, para NE, com feições de resfriamento. (A) Fotoaérea, na escala 1:1000, na qual o croqui foi baseado. O croqui mostra três diques, numerados de I a III, com diferentes composições: I e III – Microgabro com alto conteúdo de Sr (>550 ppm) e P_2O_5 ; II – Microgabro de conteúdo intermediário Sr (<550 ppm) e P_2O_5 . As relações de corte e a presença de margens resfriadas indicam se tratar de três diques, de ordem de intrusão I-II-III, e diferentes estágios de abertura dos espaços de colocação. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.

Observando ainda relações entre diques básicos, as exposições no interior da ilha têm acesso dificultado pela densa vegetação. Como são estruturas específicas e restritas a um espaço linear, a sua localização é prejudicada.

As figuras 23 e 24 mostram cortes de estrada, onde são localizadas partes das exposições estudadas, que não afloram em costões. No ponto E-01 (Fig. 23), somente a borda leste de um dique subparalelo à estrada possui afinidade química com o tipo intermediário-Sr e alto- P_2O_5 (ISr-AP). Esse tipo básico, identificado pela geoquímica, ocorre associado aos diques compostos ácidos/básicos, como apresentado adiante.

Outros diques, menos espessos e de mergulho moderado, são do tipo alto-Sr e alto- P_2O_5 (ASr-P). Há fraturas posteriores NNW-SSE, representadas no croqui. Uma geração de diques finos, representados na cor preta, mostra uma intensa alteração – aparentemente hidrotermal – de cronologia desconhecida, podendo até ser cronocorrelata ao magmatismo neoproterozoico.

Na figura 24 (ponto V-31), há mudanças particulares. Diques menos espessos do tipo ISr-AP, do ponto V-31, são diferenciados de todos os outros diques amostrados da ilha: o conteúdo de SiO_2 é considerado baixo, quando comparados a outros microgabros ($SiO_2 \sim 46,3 - 46,8\%$). Como possuem características distintas dos outros, também relativas ao alto índice de alteração (alto LOI e minerais secundários), foram consideradas pertencentes a outro grupo, de baixo- SiO_2 , intermediário-Sr e alto- P_2O_5 (BSi-ISr-AP).

Só existem evidências claras para se entender a cronologia relativa de colocação entre os dois tipos (ASr-P e BSi-ISr-AP), no ponto V-31 (Fig. 24). O tipo BSi-ISr-AP corta o ASr-P, ou seja, é mais jovem. É importante notar, no croqui do ponto V-31, que a porção granítica também foi amostrada. Isso se deve ao fato da rocha encaixante possuir aspecto subvulcânico, com granulação bem mais fina, em comparação com outras regiões da ilha. O principal objetivo dessa amostragem foi diferenciar uma possível fácies do granito Ilha – ou até um dique riolítico do mesmo sistema plutono-vulcânico neoproterozoico – das rochas ácidas mesozoicas.

São destacados, portanto, quatro grupos básicos: ASr-P, ISr-P, ISr-AP e BSi-ISr-AP, sendo que ISr-AP está associado a diques compostos ácidos/básicos, e BSi-ISr-AP é posterior ao tipo ASr-P. Discussões acerca de seus significados, e apresentação dos dados de química de rocha total, são explorados no item 3 (Geoquímica) deste capítulo.

Figura 23 – (A) Fotoaérea do afloramento E-01, na escala 1:2000. (B) Foto e croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr-P₂O₅ (ASr-P) e intermediário-Sr alto-P₂O₅ (ISr-AP). As relações de corte não podem ser visualizadas, sendo que há fraturas, de direção NNW-SSE, posteriores. Existe também uma geração de diques de espessura fina, muito alterados, representados na cor preta no croqui. Estes diques provocam halos de alteração, de cor verde clara no granito. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.

Figura 24 - (A) Fotoaérea do afloramento V-31, na escala 1:2000. (B) Foto e croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr- P_2O_5 (ASr-P) e baixo- SiO_2 (BSi), intermediário-Sr, e alto- P_2O_5 (BSi-ISr-AP). No croqui, é representada a parede leste de um dique, paralelo à estrada, e um dique fino do tipo ASr-P. Dois diques paralelos do tipo BSi-ISr-AP cortam os primeiros, e apresentam alteração hidrotermal pervasiva. Mais detalhes serão explorados no item 3 (Geoquímica) deste capítulo. Um xenólito granítico, de aproximadamente 1,5 m, aparece no interior do dique posterior. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.

III.1.1.1 Enclave básico

A única ocorrência de enclave de composição básica encontrada encontra-se em uma exposição importante que relacionada diques de características distintas. O dique principal, de direção N60E é cortado por um dique de granulação fina de direção N50W.

O dique mais espesso, anterior, possui afinidade química com o grupo de ISr-P (Sr e P_2O_5 intermediário) e é cortado por dique fino, do tipo ASr-P, semelhante aos pontos C-01 e E-01, descritos no item 1.1 - Diques básicos.

O enclave básico, descrito em campo como enclave microgranular máfico, é trazido pelo dique principal (ISr-P) e possui um importante papel na petrografia e geoquímica, inclusive a título comparativo, já que aparenta ser a amostra mais básica – e mais primitiva. A Figura 25 mostra as relações de campo entre os diques do Ponto V-10.

Figura 25 - (A) Foto aérea do afloramento V-10, na escala 1:1000. Croqui de diques de microgabro com duas afinidades químicas identificadas: alto-Sr, alto- P_2O_5 (ASr-P); e intermediário-Sr, intermediário- P_2O_5 (ISr-P). Dique principal, de direção N60E, possui enclave microgranular máfico (B), de composição básica. Suas características, e detalhes, são apresentados nos itens de petrografia e geoquímica.

III.1.2 Diques ácidos e compostos (básicos/ácidos)

Diques ácidos, representados por dacitos e traquidacitos, nessa porção da ilha, aparecem associados a bordas de microgabro do tipo intermediário-Sr-P₂O₅ (ISr-P) (V-07;E-23, 02 – Figs. 26 e 27). Existe uma única ocorrência associada a bordas andesítica, de características químicas diferenciadas. Há alguns afloramentos em que somente dacito é encontrado. Esse é o caso de afloramentos no interior da ilha, nos quais a exposição é bastante restrita.

O afloramento V-07 (Fig. 26) exhibe margens resfriadas de borda básica do tipo ISr-AP (Fig. 26B) contra a rocha encaixante granítica. Representa cerca de 15%, em área, da exposição de aproximadamente 152 m². É possível observar xenocristais e pequenas amígdalas preenchidas por quartzo. O dacito também exhibe xenólitos graníticos e xenocristais de quartzo, variando de poucos milímetros até 3 cm.

Quando as composições são consideravelmente diferentes, como neste exemplo de diques compostos com borda de microgabro e centro dacítico, as margens de resfriamento não são observadas – apenas no contato com o granito encaixante. Isso pode significar que o espaço de colocação surgiu em apenas uma etapa, com o congelamento imediato das bordas contra a parede granítica e a contínua passagem de magma pelo centro da fissura, ou que não houve um grande hiato temporal entre as diferentes etapas de abertura – a rocha básica tem temperatura mais alta e não proporcionaria o congelamento do magma ácido, no contato com o mesmo.

Figura 26 – (A) Fotoaérea do afloramento V-07, em escala 1:1000, no Costão da Praia Brava. É destacado por se tratar de um dique com borda e centro de diferentes composições: microgabro de tipo intermediário-Sr e alto- P_2O_5 (ISr-AP), e dacito. Quando em contato com o granito, o microgabro, que é bem menos abundante em área, apresenta margens resfriadas (aprox. 20 cm). Já o dacito não apresenta qualquer mudança na sua granulação, inclusive, apresentando a mesma quantidade de fenocristais, como mostrado em maior detalhe em (B). Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.

As estruturas, portanto, quando relacionadas às características químicas, proporcionam uma reflexão acerca das etapas de abertura. O espaço de colocação desses diques, por exemplo, pode ter se dado de maneira contínua, e não em etapas, como sugerem os afloramentos compostos de diferentes composições de diques básicos.

A Figura 27 é um exemplo de dique de dacito, que se torna exposto no interior da ilha. Há acesso apenas ao contato oeste do dique com a encaixante granítica. Nota-se que a figura é composta por dois pontos – E-02 e E-23 – observando-se algumas características importantes: Há evidência de contaminação e assimilação de xenólitos graníticos, com bordas difusas, irregulares e sinuosas. O microgabro, encontrado no ponto E-23, também possui características geoquímicas compatíveis com os ISr-AP, mas seu contato não é acessível.

A exposição granítica, nessa porção, possui aspecto de rocha subvulcânica, com fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, e é muito rica em quartzo. Em termos químicos, possui a mesma composição do granito Ilha, descrito na literatura (resultados geoquímicos são tratados com maior detalhe no item 3 do Capítulo III). As características texturais, mineralógicas e químicas, são, portanto, bons distintivos dos tipos ácidos neoproterozoicos (graníticos) e mesozoicos (diques dacíticos).

Figura 27 – (A) Fotoaérea em escala 1:2500 dos afloramentos E-02 e E-23. O dacito foi identificado em dois afloramentos alinhados, sendo que somente o contato oeste foi observado, no E-02. O contato inferido foi traçado com base no lineamento aparente na imagem. (B) Visão geral do ponto. (C) Detalhe de xenocristais e xenólitos graníticos sendo assimilados pelo dique. O contato desses xenólitos é difuso, irregular e sinuoso. Foram amostrados locais com maior e menor contaminação.

III.1.3 Dique composto: intermediário/ácido

A única ocorrência de dique intermediário foi identificada por análises geoquímicas de rocha total, já que a mineralogia e as texturas são muito próximas dos basaltos que ocorrem na ilha. Da mesma maneira que os diques compostos de basalto/dacito, o dique de bordas andesíticas e centro dacítico também apresenta o padrão de margens resfriadas (Fig. 28). Esse tipo dacítico também é diferente dos outros, de modo que esse afloramento expõe litologias únicas no conjunto estudado.

Uma diferença considerável é a observação de que o andesito constitui a própria margem resfriada, ocupando um volume muito menor que o centro, dacítico, que não possui margens resfriadas contra a borda andesítica. O contato não é visto em campo, sendo representado em croqui de forma aproximada, pela posição do sítio amostrado. Não há informações se o contato seria gradual ou abrupto, apenas que sua composição muda consideravelmente em seu espaço de colocação.

Outra consideração acerca desse ponto é a espessura do dique. Com aproximadamente 18 m, o dique não é tão espesso quando comparado com outros presentes no mesmo enxame. Essa ideia, em conjunto com a falta margens resfriadas do dacito com o andesito, reforça a hipótese de uma etapa de abertura com fluxo contínuo de magma.

Figura 28 - (A) Fotoaérea do ponto E-11, em escala 1:1000. O croqui representa um dique com borda de andesito e centro de dacito. Somente o andesito possui margens resfriadas, como no ponto V-07. O contato representado é aproximado, pela falta de indicativos em campo, sendo inferido pelo posicionamento do sítio amostrado. (B) Fotografia do dique, que não é tão espesso – possui cerca de 18 m. Pequenos retângulos vermelhos, no croqui, indicam os sítios amostrados.

III.2. Geologia Estrutural

Os diques, da Ilha de Santa Catarina, podem apresentar deslocamentos e irregularidades, mas são razoavelmente retilíneos. Variações relativas à espessura devem ser levadas em conta, já que mostram mudanças no tipo de feição de borda, de interação com a rocha encaixante.

Descrições e análises de estruturas são fundamentais no estudo de diques, principalmente para o entendimento do sistema de esforços regionais e de tensões. Esses dados informam sobre a dinâmica tectônica atuante no momento da formação e de ativação do vulcanismo.

A maior parte dos diques encontra-se orientada na direção NNE-SSW, mas existem subordinados NW-SE. Em duas localidades, esses últimos são posteriores de menor espessura (~2 – 3 metros). Há, no entanto, uma importante ocorrência de dique dacítico na direção NW-SE, como mostrado na Figura 29. Seu contato com diques NNE-SSW não foi observado, mas se estima que seja posterior, como observado em outras ocorrências de diques de dacito.

A Figura 29 mostra a área de estudo, em uma representação do modelo digital de terreno, com diques dos trabalhos de Tomazzoli & Lima (2006) e Tomazzoli & Pellerin (2008), como referência. Os pontos descritos também estão representados. Linhas tracejadas na cor preta destacam três lineamentos paralelos ao dique ácido NW-SE, que podem se tratar de diques não identificados em campo, ou estruturas mais antigas.

Figura 29 – Porção norte da Ilha de Santa Catarina, representada em um modelo digital de terreno, obtido através do Sistema de Informação Geográfica, do Governo de Santa Catarina (<http://sigsc.sds.sc.gov.br>). Os diques eocretácicos foram retirados de Tomazzoli & Lima (2006) e Tomazzoli & Pellerin (2008). Pontos descritos estão plotados no mapa. Os dois diagramas de roseta indicam as direções que ocorrem: (vermelho) diques ácidos, (azul) diques básicos, descritos nesta dissertação. Linhas pontilhadas na cor preta indicam lineamentos paralelos ao dique ácido, que podem indicar outras ocorrências ainda não descritas.

Os diagramas de roseta representam diques ácidos/intermediário, em vermelho, e básicos, em azul. Ambos aparecem em maior detalhe na Figura 30 plotados no mesmo diagrama. Diques básicos possuem maior preferência pela direção NE-SW. Ácidos/intermediário aparecem em igual proporção nas direções NE e NW. A explicação mais simples, para estruturas relacionadas de direções diferentes, é a geração de um par conjugado a partir de um sistema de esforços. Dessa forma, antigos lineamentos e estruturas seriam prováveis de terem sido reativados.

Figura 30 – Todos os diques amostrados, de composições diversas. Há a possibilidade de se tratar de um par conjugado com tensor σ_1 compressivo na direção NE-SW.

Os diques de direção NW, quando observadas relações de corte, cortam os NNE, ou ocorrem sem a presença dos últimos. Em termos composicionais, de ocorrência e direções, não há alteração significativa no padrão de colocação. Quando observados os diques, classificados segundo suas composições químicas, os valores de moda são idênticos, com uma pequena variação na mediana (Quadro 2). O valor da média varia mais nos diques básicos, pela maior presença de diques NW.

Quadro 2 – Média, moda e mediana das direções (em azimuth) de todos os diques amostrados, e segundo suas composições químicas.

	Todos	Ác/Interm	Básicos
Média	79,7°	73,3°	86,5°
Moda	20,0°	20,0°	20,0°
Mediana	22,5°	22,5°	25,0°

Outra possibilidade é a migração do sistema de esforços – ou uma rotação do terreno. Jacques *et al.* (2015) observaram, a partir de análise estrutural em rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral, no centro-sul de Santa Catarina, que o sistema de esforços migra de N-S (~100 Ma)

para NE-SW, em um intervalo de aproximadamente 44 Ma, e termina E-W em sedimentos quaternários (~2,8 Ma). Essas gerações de fraturas e falhas não são concomitantes à abertura de diques, do EDF, mas indicam uma mudança no campo de tensões em uma escala de tempo relativamente grande. A tendência seria uma rotação de σ_1 para leste.

III.2.1 Estruturas e Feições de borda

Estruturas, ou feições de borda, são importantes para se identificar tensões atuantes no momento da abertura da fratura. Padrões e ocorrências repetidas podem indicar reativação de antigas faturas e falhas, sob um campo de tensões, ou mesmo um componente cisalhante no sistema de esforços local.

Interpretar os diferentes tipos de abertura de fratura depende do registro em campo de feições, tanto no dique, quanto na rocha encaixante. Ausência de famílias de fraturas com o mesmo padrão na rocha encaixante, por exemplo, pode indicar uma nova abertura, e não uma reativação de fraturas antigas. A Figura 31A mostra um exemplo de possível aproveitamento de fraturas pré-existentes no granito encaixante. A parede do dique mostra um padrão, presente também no granito, que não se propaga para seu interior. Para eliminar a componente cisalhante, no entanto, seria necessário analisar a outra parede (o campo de tensões continuaria agindo durante a abertura do espaço de colocação, modificando a morfologia) e a continuidade das feições.

A Figura 31B representa a parede de um dos diques investigados, cortando estruturas neoproterozoicas em um contato reto, localizado no Costão do Santinho. Nota-se que o granitoide encaixante, nesse caso, encontra-se muito fraturado. As Figuras 31C e D, do mesmo ponto, mostram o contato retilíneo de um dique posterior NW-SE, com o dique principal NE-SW, sem deslocamentos ou feições indicativas de uma componente cisalhante representativa.

Figura 31 – Fotos representativas de contatos com as rochas encaixantes: (A) Dique com parede retilínea irregular, que pode ter sido gerado a partir da reativação de fraturas pré-existentes. (B) Contato retilíneo regular entre estrutura posterior, mesozoica, e anteriores neoproterozoicas. A rocha encaixante encontra-se muito fraturada. (C e D) Fotografias do ponto V-10, mostrando o contato entre dique posterior, de direção NW-SE e de contato retilíneo com dique NE-SW. O dique posterior – delimitado em vermelho em (C), nesse ponto, não provoca deslocamentos no dique anterior, que também possui contato regular e retilíneo com o granito encaixante.

Apesar da maioria dos diques apresentar contatos retilíneos e uniformes com o embasamento granítico, existem também feições de deslocamento dextral, além da distensão ortogonal à parede da fratura. A Figura 32 mostra algumas das feições observadas, como degraus (A), chifres – “horns” (B), apófises distensionais (C), e uma junção das feições observadas anteriormente: apófise distensional rompida, com degraus e chifres nas extremidades (D).

Figura 32 – Feições de borda indicativas de componente dextral transcorrente. (A) Degraus no contato de dique posterior NE-SW, com dique mais antigo de mesma direção. A imagem indica, em vermelho, fraturas com a mesma morfologia no interior no dique mais antigo. Nesse caso, os degraus podem refletir fraturas da fase de colocação do primeiro dique. (B) Chifre, em zona final de dique, ou perto de um deslocamento oblíquo, também dextral. (C) Apófise distensional. (D) Apófise distensional rompida, com chifres em suas extremidades, e degraus em sua extensão.

Também são comuns indicativos de distensão sem a componente transcorrente, como mostrado na Figura 33. Degraus, gerados de irregularidades em fraturas, não apresentam deslocamentos dextrais, que pela morfologia da fratura, provocariam dilatações e compressões em partes inferiores e superiores, respectivamente. O croqui da figura 33(B) mostra setas

pretas, indicando o sentido de abertura, e retas auxiliares em vermelho, representando os pontos de deslocamento – há somente a componente de dilatação.

Figura 33 – (A) Borda de dique, com múltiplas apófises. (B) Detalhe de apófises que mostram deslocamentos causados apenas pela distensão. Setas em preto indicam o sentido, ortogonal à fratura. Degraus indicam abertura sem a componente transcorrente.

Duas brechas, como parte das estruturas observadas, foram descritas na etapa de campo. Em apenas uma localidade pode-se observar sua disposição espacial (Fig. 34). A brecha, presente no interior do dique, apresenta um contato retilíneo e uniforme com sua borda, que possui margens resfriadas (aprox. 10 cm) em contato com o granito (Fig. 34A e B). Uma falha E-W desloca a parede leste do dique, em um movimento dextral. Há também um xenólito do granito no interior do dique.

Os clastos da brecha são compostos por pedaços angulosos de basalto alterado, de poucos milímetros até 10 cm de diâmetro. A matriz é constituída por quartzo, caulinita e goethita, que também aparecem na forma de vênulas de até 2 mm, que cortam toda a brecha. Quartzo, caulinita e goethita, presentes em clastos e na matriz da brecha, foram identificados por Difração de Raios-X. Os difratogramas são apresentados no ANEXO 3.

Especulativamente, a estrutura pode ser classificada como uma autobrecha, pelas características de seu contato com a borda do dique. Uma carga maior de cristais poderia aumentar a viscosidade do magma, e provocaria um forte cisalhamento entre a porção já congelada e a porção que ainda possui alguma mobilidade. A deformação máxima se

concentraria, portanto, no contato entre a parte móvel e a parte sólida, podendo ser suficiente para quebrar e gerar uma brecha. A própria movimentação, em condições próximas ao ponto de solidificação do magma, pode ter sido suficiente para a geração de uma brecha no interior do dique. Posteriormente, a matriz pode ter sido preenchida por argilas e quartzo, advindos de hidrotermalismo e intemperismo.

Figura 34 – Croqui do ponto E-10, mostrando a borda leste de um dique básico. Há feições de deslocamento dextral, por falha E-W, e a presença de um xenólito de granito. Em direção ao centro do dique, um contato bem definido e retilíneo separa uma brecha de clastos basálticos e matriz argilosa, da borda congelada do dique. A morfologia do contato da brecha, com o próprio dique, pode ser um indicativo de se tratar de uma autobrecha.

III.2.2 Cálculo de Dilatação Crustal (β)

A estimativa de dilatação crustal foi realizada com base em imagens aeromagnéticas, cedidas pela CPRM, e imagens de ortofotomosaico (RGB), matriciais, obtidas através do Sistema de Informações Geográficas (SIGSC). A Figura 35 mostra uma compilação dessas informações, na escala da Ilha, e a Figura 36, mostra a área de estudo, com a localização dos costões, em maior detalhe.

O principal objetivo é encontrar a taxa de dilatação, ou extensão, a partir da consideração das espessuras dos diques. Consegue-se observar que o sistema de tensões mostra-se atuante sobre uma região específica, e não espalhada por grandes áreas. A região a ser considerada, representada por uma distância total (D_t), foi baseada na disponibilidade de afloramentos, e em *trends* de valores altos dos mapas aeromagnéticos, a qual se foi calculada a dilatação.

Figura 35 – Composição de imagens aeromagnéticas, cedidas pela CPRM – Projeto Paraná-Santa Catarina, e ortofotos, obtidas através do Sistema de Informações Geográficas (SIGSC). Em amarelo, encontram-se retas auxiliares para medidas das espessuras dos diques, individualmente. Os limites dos diques (em vermelho) foram traçados no ArcMap, assim como foram medidas as suas espessuras.

Figura 36 – Detalhe da área de estudo, onde foi calculada a dilatação crustal. A região escolhida foi delimitada pelas retas auxiliares amarelas. Suas perpendiculares, quando interceptadas por diques, definem a espessura relativa, próxima da real. O segmento auxiliar, marcado em lilás, destaca uma região sem afloramentos de cobertura quaternária.

As ortofotos permitiram uma visualização em detalhe dos costões da ilha, facilitando a delimitação dos corpos individuais. Sua alta resolução possibilitou um traçado de limites muito próximos dos reais, na escala 1:500.

Quando selecionada a direção média de N25E, paralela ao *trend* mostrado na imagem aeromagnética, retas perpendiculares foram traçadas a fim de se interceptar a maior parte dos diques em suas espessuras reais. O Quadro 3 mostra espessuras individuais de diques, que foram medidas diretamente no software ArcMap®. Todas as imagens detalhadas, separadas por costão, com suas estruturas representadas estão presentes no ANEXO 4.

Quadro 3 – Espessuras individuais dos diques, separados por região de costões, medidos no software ArcMap®.

	Espessuras dos diques (Ld), em metros - Costões				
1 - Ponta dos Ingleses	20,03	28,32	44,92	45,71	25,25
2- Morro das Feiticeiras	23,19	28,51	26,84	49,23	82,79
3 - Ponta da Bota/do Rapa	48,43	64,77	35,70		
4 - Ponta da Laje/da Lagoa	9,54	18,17	32,30		

A somatória das espessuras dos diques:

$$\sum_{i=1}^{n=16} = 565,44 \text{ m}$$

O cálculo foi feito seguindo-se a equação a seguir:

$$\beta = \left(\frac{\sum_{i=1}^n Ld}{Dt} \right) * 100$$

Em que β equivale à taxa de dilatação, Ld às espessuras individuais dos diques, Dt à distância total, a qual houve a dilatação.

Há uma região, marcada em lilás na Figura 36, em que não afloram diques. Por esse motivo, foram calculadas taxa mínima, para $Dt_{\text{máx}}$ (~10554 m), e máxima, para $Dt_{\text{mín}}$ (~7467 m), subtraindo-se essa região. Dessa forma, a taxa de dilatação mínima equivale a:

$$\beta_{\text{mín}} = \left(\frac{565,44}{10554,31} \right) * 100$$

$$\beta_{\text{mín}} = 5,4\%$$

E a máxima:

$$\beta_{\text{máx}} = \left(\frac{565,44}{7467,24} \right) * 100$$

$$\beta_{\text{máx}} = 7,6\%$$

As taxas de dilatação mínima e máxima são, respectivamente, 5,4% e 7,6% para uma extensão de 565,44 m ao longo de 10554,31 e 7467,24 m, na parte norte da Ilha de Santa Catarina.

III.3. Petrografia e Química Mineral

É importante destacar alguns aspectos da estruturação deste capítulo, que se referem à apresentação dos resultados de petrografia – identificação mineral, texturas e química mineral.

A petrografia é dividida em duas partes, sendo a primeira relativa às fases primárias, magmáticas, e a segunda, à caracterização da alteração hidrotermal que afeta essas rochas. A química mineral facilita a discussão sobre a evolução das fases magmáticas, e proporciona um melhor panorama para o entendimento da alteração hidrotermal.

III.3.1 Relações texturais magmáticas e hidrotermais

As rochas de composição básica foram chamadas microgabro, em campo, enquanto as ácidas, dacitos. A única amostra intermediária foi classificada somente após o conhecimento da análise química, classificada como andesito. Os dados geoquímicos são apresentados com detalhe no item 4 deste capítulo.

Os dacitos possuem fenocristais de plagioclásio, de até 3 cm, em matriz cinza clara, sendo facilmente reconhecíveis em campo. A única exceção é o dacito pertencente ao centro do dique com bordas andesíticas, que mostra microfenocristais de plagioclásio de até 1,5 mm. Microgabros/andesito têm granulação fina e cor escura.

Imagens de amostras macroscópicas de microgabro (Fig. 37A), andesito (Fig. 37B), enclave microgranular máfico (Fig. 37C) e dacito (Fig. 37D) são apresentadas como representantes de seu aspecto em campo e características gerais.

Há variações na granulação, sendo consideradas as definições de muito fina, fina, média e grossa, como: <0,5 mm, 0,5 – 1 mm, 1 – 3 mm e >3 mm, respectivamente. A maior parte das amostras coletadas tem granulação fina a média.

Figura 37 – Amostras representativas de microgabro (A), andesito (única ocorrência) (B), enclave microgranular máfico (C) e dacito (D). Descrições em amostras macroscópicas indicam a cor cinza escura para A, B e C, e cinza médio para D. Granulação varia de fina a média para a maior parte das amostras. A textura é equigranular a inequigranular seriada para A, B e C. Para D, a textura é porfírica, com fenocristais de plagioclásio, de até 1 cm, em matriz de granulação fina a muito fina.

III.3.1.1 Microgabro/Andesito

Microgabro e andesito possuem a mesma associação mineralógica, e texturas muito semelhantes, com diferenças somente em relação à granulação, que no andesito é um pouco mais grossa.

O microgabro possui textura inequigranular seriada, de granulação fina a muito fina ($\phi = 0,2 - 0,8$ mm), ou fina a média ($\phi = 0,8 - 1,5$ mm). É composto majoritariamente por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. Parte desses minerais sofre alterações em suas bordas, ou são substituídos por outros minerais, como albita e filossilicatos (sericita, biotita e argilas), anfibólio (actinolita e hornblenda), clorita e epidoto de granulação muito fina, como mostrado na Figura 38.

Algumas amostras apresentam mesóstase (5 – 7%), em textura intergranular, e nos interstícios (e.g. C-01F, C-01G) (Fig. 38 A, B).

Figura 38 – Fotomicrografias das amostras C-01g e V-09a. Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Em (A, B) são observados cristais de plagioclásio (Pl) e clinopiroxênio (Cpx) em textura intergranular. Mesóstase (Mse) ocorre também em interstícios. I, II e III indicam minerais de substituição: anfibólio microcristalino, clorita/argila, e albita/sericita, respectivamente. (C, D) Plagioclásio aparece parcialmente substituído por sericita (IV).

Pode haver intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino, e até textura micrográfica (C-43B). É possível observar os microcristais de anfibólio também presentes na mesóstase.

Plagioclásio (65–75% em volume, $\phi = 0,2-0,8$ mm) está parcialmente saussuricitizado, subidiomórfico, sem orientação aparente. Quando de tamanho menor, pode aparecer radialmente disposto (Fig. 39), ou encurvado, indicando um rápido resfriamento. Cristais maiores possuem bordas, e manchas em seu interior, mostrando substituição por minerais de granulação muito fina, ou microcristalinos – micas ou filossilicatos, albita e epidoto, que aparecem principalmente na mesóstase, afetando os menores e mais finos. Aglomerados de plagioclásio são comuns, na ausência de mesóstase, entre grãos de maior granulação ($\phi = 1,5-2,5$ mm), podendo haver deformação do retículo cristalino.

Clinopiroxênio (20-25%; $\phi = 0,2-1$ mm), subidiomórfico, ocorre em textura intergranular em contato com plagioclásio, e aparece nos interstícios. Textura subofítica não é frequente. O intervalo granulométrico mais fino ($\phi = 0,05-0,5$ mm) tende a apresentar cristais mais arredondados. Cristais dispostos radialmente são prismáticos (1:3 – eixo menor e maior) (Fig. 39), enquanto que os equidimensionais (1:1,5, eixo menor e maior) encontram-se dispersos. Existe uma geração de minerais opacos texturalmente relacionada ao clinopiroxênio.

Figura 39 – Fotomicrografia da amostra E-01f à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) podem estar dispostos de forma radial, ou dispersos pela amostra. Ilmenita (Ilm) tem forma alongada, de contornos irregulares.

Em amostras em que a granulação é mais desenvolvida (equigranular fina a média) pode haver uma intensa substituição de minerais máficos (clinopiroxênio e minerais opacos) por anfibólio (actinolita microcristalina, em aglomerados de até 1 mm), biotita muito fina, clorita, além de filossilicatos não identificados em microscopia ótica (Fig. 38A – I e II). Relíquias de clinopiroxênios arredondados são observadas em pequenos núcleos de até $\phi = 0,25$ mm (Fig. 38 A, B).

Há duas gerações de anfibólio (5-10% em volume): uma verde, pleocróica e idiomórfica (hornblenda) e outra microcristalina, de granulação muito fina ($\phi = 0,5$ mm) (actinolita). A última aparece substituindo o clinopiroxênio (Fig. 40A). A hornblenda pode apresentar texturas de rápido resfriamento, em contato com a mesóstase - extremidade com espécie de “swallow tail”-, mas normalmente mostra contatos retilíneos com plagioclásio, clinopiroxênio, e com a mesóstase.

Figura 40 – Fotomicrografia da amostra C-01h à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A imagem mostra duas gerações de anfibólio: hornblenda (Hbl) idiomórfica, aparentemente em equilíbrio com outros minerais (apatita, clinopiroxênio e plagioclásio), e outra microcristalina, associada à biotita muito fina (Act/Bt), que mostra texturas de substituição no clinopiroxênio e na ilmenita.

Os aglomerados de anfibólio fino formam aglomerados intergranulares, junto a minerais opacos equidimensionais, preenchem microfraturas em plagioclásio (Fig. 41A), ou formam contatos corrugados com o mesmo (Fig. 41C).

Figura 41 – Fotomicrografias das amostras C-01h e C-01g. Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Em (A, B), Clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) possuem bordas e fraturas preenchidas por anfibólio microcristalino (I) e por sericita (IV). Em (C, D), a mesma textura de preenchimento em fraturas, no plagioclásio, e em torno de clinopiroxênio e ilmenita (Ilm).

Além dos minerais constituintes mais abundantes - plagioclásio e clinopiroxênio - ainda há uma proporção considerável (até 7%) de minerais opacos. Três tipos são claramente distintos:

1. Equidimensional ($\phi = 0,1-0,5$ mm): a maior parte não apresenta orientação visível. É comum estar presente apenas onde há clinopiroxênio e/ou anfibólio – Magnetita ou ilmenita.
2. Alongado ($\phi = 0,2-0,8$ mm): quase acicular, disperso na rocha. Frequentemente é rodeado por alteração de coloração marrom (leucoxênio?) – ilmenita.
3. Acicular ou equidimensional ($\phi = 0,005-0,01$ mm): associado a filossilicatos (biotita de granulação muito fina, argilas) e clorita. Também é observado como inclusão em clinopiroxênio.

Nas rochas de granulação média, minerais opacos como ilmenita, alongada, e magnetita chegam a $\phi = 1,5$ mm, e $\phi = 0,5$ mm, respectivamente. Concentram-se preferencialmente nas porções mais finas, sendo que minerais opacos de $\phi < 0,1$ mm aparecem somente na mesóstase.

Apatita (<1%) é observada como mineral acessório. Os cristais não atingem $\phi = 0,5$ mm.

A clorita pode ser bem formada, em pseudomorfos de piroxênio (Fig. 42), associada a minerais opacos muito finos/filossilicatos (E-01F), ou aparecer em aglomerados de até $\phi = 0,8$ mm comumente associados a minerais opacos (V-30).

Figura 42 - Fotomicrografia da amostra E-31f à luz transmitida, com polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A clorita (Chl) aparece em pseudomorfos de clinopiroxênio, e associada a minerais opacos muito finos. Sericita e albita (IV) alteram bordas e regiões de plagioclásio (Pl).

Amostras mais alteradas apresentam clorita, epidoto e albita/sericita nos interstícios e bordas de minerais. Há preenchimento microfraturas por clorita e quartzo.

III.3.1.2 Enclave microgranular máfico

O enclave microgranular máfico, encontrado no costão da Praia Brava, é a única ocorrência do norte da Ilha com olivina.

O enclave possui coloração cinza escura, quase preta, de dimensões reduzidas (aprox. 15 x 10 cm). Em seção delgada, apresenta textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de olivina de até 2 mm, e de clinopiroxênio de até 1 mm. Cristais de olivina são idiomórficos a sub-idiomórficos, enquanto que os de clinopiroxênio são subidiomórficos a xenomórficos – arredondados e frequentemente aglomerados.

A matriz é equigranular de granulação fina a muito fina, com plagioclásio de até 0,5 mm, e clinopiroxênio em textura intergranular de mesmas dimensões. Minerais opacos são observados em textura de substituição em minerais como olivina e clinopiroxênio, geralmente xenomórficos. Dispersos pela matriz, há alguns cristais de minerais opacos equidimensionais, de granulação fina. A Figura 43 mostra a textura geral do enclave, em contato com o dique de microgabros.

Figura 43 - - Fotomicrografia do enclave máfico (amostra V-10c) à luz transmitida, com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita). (A, B) contato do enclave (à esquerda) com o dique de microgabro. Textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de olivina de até 2 mm, e de clinopiroxênio de até 0,5 mm. A matriz é fina, composta por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. (C, D) Centro do enclave – clinopiroxênio aparece em textura glomeroporfirítica, em dimensões de até 1 mm, e olivina em textura porfirítica, de até 2 mm. A matriz é fina, composta majoritariamente por plagioclásio e clinopiroxênio, com poucos cristais de minerais opacos.

III.3.1.3 Dacito

O dacito possui textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio ($\phi = 1,0$ a 10 mm), clinopiroxênio (augita) ($\phi = 0,3-0,9$ mm) e apatita ($\phi = 0,3-0,6$ mm). A matriz, muito fina, é constituída por intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino, além de plagioclásio e minerais opacos equidimensionais.

Tanto a matriz como os fenocristais de plagioclásio (andesina-labradorita) aparecem parcialmente substituídos por minerais secundários: albita e argilominerais, ou micas finas (Fig. 44C,D). Nos fenocristais, há bordas e bolsões de substituição. Também possuem inclusões ($\phi = 0,1$ mm) de clinopiroxênio e apatita.

Anfibólio idiomórfico de cor marrom ($\sim 3\%$), de $\phi = 0,1-0,5$ mm, ocorre no contato de fenocristais de plagioclásio com a matriz (Fig. 44A,B), e de xenólitos de quartzo com a matriz (Fig. 45A,B,C,D). Podem aparecer microcristais de outras fases substituindo pequenos núcleos

de clinopiroxênio e preenchendo pequenas fraturas no plagioclásio. Cristais de apatita bem desenvolvidos ocorrem associados ao anfibólio (Fig. 44A,B).

Figura 44 – Fotomicrografias de dacitos (amostras E-16 e V-07C). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. (A, B) Fenocristal de plagioclásio (Pl) (andesina/labradorita), com bolsões de alteração (IV) compostos por mistura entre albita e micas muito finas. Clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hbl) e apatita (Ap) ocorrem em um aglomerado, no contato entre o fenocristal e a matriz fina. (C, D) Fenocristal de plagioclásio, com bolsões de alteração, e cristais menores e contínuos de hornblenda (Hbl), no contato entre o fenocristal e a matriz fina.

O dacito, em campo, mostra-se contaminado com xenólitos graníticos, e tem xenocristais de quartzo e feldspato. Nas amostras com xenocristais de quartzo deformado, é possível observar um manto de reação entre este e a matriz, composto por anfibólio, possivelmente indicado por uma mistura de fases (Hbl/Ed – Ver dados de química mineral, item 3.3). Calcita ocorre em pequenos espaços, principalmente nas bordas e percolando microfraturas (Fig. 45A,B,C,D).

Xenocristais de plagioclásio, corroídos e intensamente substituídos por minerais secundários, mostram também pequenos cristais idiomórficos de plagioclásio, perpendiculares à borda (Fig. 45E,F).

Figura 45 – Fotomicrografias de dacito (amostra E-02a). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. (A, B) Xenocristal de quartzo (Qtz), deformado, bordado por cristais contínuos hornblenda/edenita (Hbl/Ed). Microfraturas são preenchidas por calcita (Cal). (C, D) Detalhe do contato do xenocristal de quartzo com a matriz. (E, F) Xenocristal de plagioclásio (Pl₁), com feições de corrosão, e substituído por minerais secundários. Apresenta uma borda contínua de cristais menores, idiomórficos, de plagioclásio (Pl₂).

O clinopiroxênio (~3%) é frequentemente associado ao anfibólio, apatita, clorita, e minerais opacos equidimensionais ($\phi = 0,2$ mm).

Clorita (~1%) encontra-se em pequenos aglomerados, associada a minerais máficos e epidoto, que por sua vez está em associação direta com plagioclásio. É comum também a

presença de aglomerados de clorita e argilominerais formando pseudomorfos de contornos idiomórficos, em contato com apatita idiomórfica (Fig.46).

Figura 46 – Fotomicrografias de dacito (amostra V-07c). Luz transmitida com polarizadores paralelos à esquerda, e cruzados à direita. Pseudomorfo de contorno idiomórfico de clorita (Chl) e argilominerais associado a cristais de apatita (Ap) e Ilmenita (Ilm).

III.3.2 Alteração Hidrotermal

Uma caracterização dos minerais secundários produzidos por alteração hidrotermal foi realizada com auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), laboratório do Instituto de Geociências – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA). A obtenção de imagens, e a realização de análises pontuais semi-quantitativas (EDS) permitiram a identificação de fases minerais secundárias, pós-magmáticas.

Os minerais de alteração identificados são descritos com maior detalhe e suas relações texturais com as fases ígneas são exploradas nesta seção, com o objetivo de dar melhor suporte para o entendimento da evolução pós-magmática das rochas.

III.3.2.1 Microgabro/Andesito

Minerais máficos, como o clinopiroxênio e minerais opacos, são alterados por minerais ricos em ferro e magnésio, como clorita (chamosita) – identificada na microscopia ótica, anfibólio (actinolita), biotita e sulfetos. A hornblenda, bem formada, que aparece com contatos

bem definidos, pode pertencer a uma fase tardi-magmática, mas suas relações texturais são importantes para se conhecer e caracterizar as fases pós-magmáticas.

Actinolita³ e biotita⁴ são microcristalinas (Fig. 47A) e compõem uma mistura que possui contatos irregulares e interlobados com plagioclásio, inclusive percolando microfraturas em seu interior.

As imagens da Figura 47A, B e C mostram contatos retos e bem definidos de hornblenda com magnetita com lamelas de ilmenita (Fig. 47A-1), além de clinopiroxênio e apatita.

Figura 47 – (A) Imagem de MEV – *backscattered* – do contato entre as fases de óxidos, magnetita com lamelas de ilmenita (Mt/Ilm), hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e apatita (Ap), com as fases posteriores compostas por mistura entre actinolita e biotita (Act/Bt). (1) Detalhe de A, mostrando o padrão de exsolução da magnetita. (B, C) Fotomicrografias de luz transmitida e polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A mistura de actinolita e biotita aparece na coloração marrom.

A Figura 48, em maior detalhe, expõe a mesma mistura (Act/Bt) percolando fraturas no plagioclásio, e bordejando ilmenita e hornblenda.

³ Actinolita possui fórmula estrutural aproximada, obtida por EDS: $\text{Ca}_{2,0}\text{Fe}_{3,0}\text{Mg}_{2,1}(\text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,3})\text{O}_{22}(\text{OH})_{2,0}$

⁴ Biotita possui fórmula estrutural aproximada, obtida por EDS: $\text{K}_{1,0}\text{Al}_{0,1}\text{Mg}_{0,9}\text{Fe}_{2,0}(\text{Al}_{1,1}\text{Si}_{2,9})\text{O}_{10,0}(\text{OH})_{2,0}$

Figura 48 – (A) Imagem de MEV – *backscatter* – de ilmenita inclusa em plagioclásio, bordejada por actinolita e biotita, assim como a hornblenda, que envolve cristais de ilmenita com borda de magnetita (1). (B,C) Fotomicrografias de luz transmitida e polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). A mistura de actinolita e biotita aparece na coloração marrom.

O plagioclásio, principal fase mineral félsica, possui bordas, e bolsões em seu interior, alterados para albita (Fig. 49) e micas finas (ou argilominerais), genericamente chamados de sericita.

A Figura 49A-1 ainda mostra pequenas inclusões de badeleíta (Bad) em ilmenita, e textura de preenchimento em microfraturas.

Figura 49 – (A) Imagem de MEV – backscatter – do contato entre plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx) e ilmenita (Ilm). Intercrescimentos de quartzo e feldspato alcalino (Qtz/Kfs) aparecem nos interstícios, e nos limites de grão. Plagioclásio possui bordas alteradas para albita.

III.3.2.2 Dacito

No dacito, ocorre magnetita com lamelas de ilmenita, em um padrão de exsolução em treliça. A Figura 50A e B mostra relações texturais do cristal de magnetita (1), com clinopiroxênio alterado (2), e minerais de alteração (3), como sulfetos, epidoto e clorita.

A magnetita com lamelas de ilmenita (Mt/Ilm) mostra porções preenchidas por titanita (Ttn). Epidoto e clorita aparecem na matriz, associadas à alteração de plagioclásio, e em contato com sulfeto, que se compõe de uma mistura entre calcopirita e esfalerita (Ccp/Sph).

É interessante notar que as faces da magnetita, em contato com o clinopiroxênio alterado, são irregulares, enquanto que, em contato com a matriz, são mais retilíneas. Essa característica deve se relacionar à reação de alteração do clinopiroxênio.

Figura 50 - (A) Imagem de MEV – backscatter – mostra relações texturais entre (1) magnetita com lamelas de ilmenita (Mt/Ilm), preenchidas por titanita, em formas geométricas triangulares; (2) clinopiroxênio alterado, cominuído; (3) Duas imagens, da mesma região, com contrastes diferentes. A primeira mostra epidoto (Ep) e clorita (Chl), em textura de substituição. Na segunda pode-se observar uma mistura de sulfetos: calcopirita (Ccp) e esfalerita (Sph). (B) Fotomicrografias de luz transmitida, com polarizadores paralelos.

A clorita, em uma clara textura de substituição (Fig. 51), apresenta fórmula química aproximada (obtida por EDS): $\text{Fe}^{2+}_{3,3}\text{Mg}_{2,3}\text{Al}_{1,7}\text{Fe}^{3+}_{0,5}\text{Si}_{3,4}\text{Al}_{0,6}\text{O}_{12}(\text{OH})_6$. Aparece nas bordas, e no interior de cristais de clinopiroxênio, perto de fraturas.

Figura 51 - (A) Imagem de MEV – *backscattered* – de um cristal de clinopiroxênio (Cpx) sendo substituído por clorita (Chl), em suas bordas, e perto de fraturas. Há também hematita na borda do clinopiroxênio. (B) Fotomicrografia de luz transmitida, com polarizadores paralelos.

III.3.3 Química Mineral

O item de química mineral é dividido entre os tipos de rocha descritos na petrografia. As análises em microgabro são importantes para a discussão referente à origem das rochas ácidas. Dois tipos de microgabro foram escolhidos: ASr-P (alto-Sr e alto- P_2O_5) e ISr-P (intermediário-Sr e intermediário- P_2O_5). Amostras de outras duas unidades foram analisadas, um dacito, representante das rochas ácidas, e o enclave microgranular máfico. As fases minerais escolhidas foram as principais constituintes, clinopiroxênio e plagioclásio, nas amostras básicas, além de anfibólio. Todas as análises de química mineral encontram-se no ANEXO 6, separadas por unidade e mineral.

Diagrama de classificação comparativo entre todas as análises de clinopiroxênio é apresentado na Figura 52.

Figura 52 – Diagrama de classificação de piroxênios do conjunto de rochas subvulcânicas estudadas. Todas as análises têm composições no campo da Augita, seguindo uma tendência geral de diminuição de Ca com o aumento de Fe.

Plagioclásio (Fig. 53) varia de andesina a labradorita, em amostras de microgabros; é labradorita (majoritariamente), na amostra de enclave máfico; e oligoclásio a andesina, em amostra de dacito, sendo que há duas análises de xenocristais (possivelmente alterados) com composição de labradorita e bytownita. Feldspato alcalino é representado por sanidina, presente na matriz do dacito. A ocorrência do polimorfo sanidina foi identificada por Difração de Raios-X (DRX), em pó de rocha total; difratogramas de duas amostras (E-02h, E-13) são apresentados no ANEXO 3.

Figura 53 – Diagrama de classificação de feldspatos. Modificado de Deer et. al (1992).

Duas gerações de anfibólio foram analisadas: uma secundária, hidrotermal, e outra primária. A fase secundária é representada por actinolita, presente nos microgabros. O anfibólio primário encontra-se na amostra de dacito, sob a forma de um manto de reação entre xenocrístais e a matriz de intercrescimento granofírico (ver item 3.3 – Dacito).

III.3.3.1 Microgabro

Três minerais de microgabro foram analisados, dois primários, e um secundário: clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio, respectivamente. As amostras utilizadas foram C-01G e C-01H.

Clinopiroxênio (Augita)

Augita possui zoneamento causado por enriquecimento de Fe do centro para a borda. Há também regiões no interior dos cristais, normalmente acompanhados por microfraturas,

mais enriquecidas em Fe. Essas partes foram chamadas de “regiões infiltradas” (RI) e parecem ser posteriores à formação do clinopiroxênio (Fig. 54A, B).

Nas imagens de BSE da figura 54C e C1, pode-se observar com maior detalhe uma região mais clara no limite da borda do cristal, indicando uma mudança composicional gradual. Nota-se, no entanto, que a borda mais externa do cristal é marcada por substituição por anfibólio e mica (actinolita e biotita), assim como preenchimento de pequenas fraturas por esses mesmos minerais.

Figura 54 – Imagens BSE de cristais de augita, com pontos indicando os *spots* de análise na microsonda eletrônica. (A) e (B) cristais de clinopiroxênio da amostra C-01g. Regiões mais claras (mais ricas em Fe) são observadas nos interior dos cristais. Foram chamadas de “regiões infiltradas” (RI*); (C) Bordas de substituição e microfraturas são preenchidas por actinolita(Act) e biotita. (C1) Detalhe de borda que se torna progressivamente mais enriquecida em Fe. (D) e (D1) Cristal e detalhe de região infiltrada, mostrando também microfraturas preenchidas por anfibólio (actinolita).

Diagramas de variação para os conteúdos de Ca, Ti, Al e Mn (em átomos por fórmula unitária) *versus* #Mg (Fig. 55) mostram correlações positivas para os três primeiros, e negativa para o último. Os gráficos apresentam regiões de borda (B), região infiltrada (RI) – que se sobrepõe à borda, e núcleo (N). Algumas análises se mostraram mais pobres em Ca, para o mesmo #Mg em regiões de núcleo. Nesse caso, quando plotadas em gráficos de Ca *versus* Fe, e Ca *versus* Mg, observa-se que enquanto o conteúdo de Mg continua o mesmo para quantidades menores de Ca, o conteúdo de Fe aumenta quase que na mesma proporção.

Figura 55 – Diagramas bivariados de Ca, Ti, Al e Mn *versus* #Mg para clinopiroxênios dos microgabros. Campos das regiões analisadas encontram-se marcadas nos diagramas: borda (B), região infiltrada (RI) – que se sobrepõe à borda, e núcleo (N). Ca, Ti e Al mostram uma correlação positiva com o #Mg, enquanto que o Mn, negativa. Para o Ca, há um *trend* bem definido, empobrecido no elemento, que mostra uma diminuição em conteúdo significativo quando comparado com conteúdo de Fe. O conteúdo de Mg permanece o mesmo com o aumento de Ca.

Plagioclásio

Cristais de plagioclásio ($An_{36}-An_{56}$) (Fig. 56) frequentemente mostram núcleos arredondados, com sobrecrecimentos com zoneamento oscilatório onde se intercalam faixas mais cálcicas (mais claras) ou mais sódicas (mais escuras) em imagens de BSE. Pode-se notar, entretanto, que as bordas são mais escuras (mais sódicas) em todos os grãos. A história de cristalização do plagioclásio pode ser complexa, mas possivelmente os núcleos arredondados correspondem a antecristais.

Figura 56 – Imagens de BSE de cristais típicos de plagioclásio (andesina/labradorita) nos microgabros. Todos os cristais mostram núcleos arredondados, e sobrecrecimentos intercalados entre faixas mais cálcicas (claras) e sódicas (escuras). As bordas dos grãos, como evidenciadas em (B) e (D), voltam a ser escuras, por vezes até mais escuras que os núcleos. Possivelmente, os núcleos arredondados correspondem a antecristais.

A Figura 57 apresenta teores de An para os pontos mostrados na Fig. 56, para cada cristal. As análises confirmam que os núcleos arredondados, mais escuros em imagens BSE, são um pouco menos cálcicos (An_{48-51}) que os sobrecrecimentos mais claros (An_{50-52} , e em um caso, An_{59}).

Figura 57 – Teores de An da borda (B), regiões intermediárias entre borda e núcleo (I), e núcleo (N) de alguns cristais de plagioclásio. Cada cristal da figura 56 (A,B, C, D) aparece indicado no gráfico. Pelas imagens de BSE, as bordas mais externas parecem ser mais pobres em An que os núcleos.

Anfibólio (Actinolita)

Actinolita secundária aparece em contato com a augita em textura de substituição (Fig. 58). É comum a presença da actinolita preenchendo microfraturas, e em contatos corrugados com plagioclásio e clinopiroxênio. Existem também associações com biotita e micas não identificadas.

Figura 58 – Imagens de BSE de aglomerados microcristalinos compostos por actinolita (por vezes associada à biotita ou a micas). (A) borda de cristal de augita e magnetita/ilmenita sendo substituídas por actinolita ou associações de actinolita e biotita/micas. É comum a presença de apatitas nos contatos da alteração com a matriz de intercrescimento da rocha.

Diagramas de variação entre o conteúdo de Al, Ca e Na (átomos por fórmula unitária) *versus* #Mg (Fig. 59) mostram dois grupos bem definidos, diferenciados pela abundância dos elementos. Para os elementos Ca e Na, há uma relação inversa entre os grupos. O grupo mais pobre em Ca não apresenta variações na concentração desse elemento, e mostra correlação negativa entre Na e #Mg. No grupo mais rico em Ca, essa relação se inverte: apresentam correlação negativa para Ca, mas não variam em Na, com aumento de #Mg.

Figura 59 – Diagramas de variação de Al, Ca e Na (apfu) *versus* #Mg para anfibólio secundário das amostras de dique. Há dois grupos, um mais rico e outro, empobrecido, em Na e Ca. O grupo mais pobre em Ca não apresenta variações na quantidade desse elemento, e mostra correlação negativa entre Na e #Mg. No grupo mais rico em Ca, essa relação se inverte: apresentam correlação negativa para Ca, mas não variam em Na, com aumento de #Mg.

III.3.3.2 Enclave Microgranular Máfico

Foram analisadas três fases minerais principais no enclave: olivina, clinopiroxênio (augita) e plagioclásio (labradorita).

Olivina

Cristais de olivina, idiomórficos a subidiomórficos, mostram microinclusões e fraturas preenchidas por material posterior. Também encontram-se zonados, com bordas mais claras (mais ricas em Fe) em imagens BSE (Fig. 60), sendo gradual a mudança do centro (Fo_{76}) para a borda (Fo_{65-70}).

Figura 60 – Imagens de BSE de olivinas sub- a idiomórficas, mostrando zoneamento composicional, para borda (1), região intermediária (2) e núcleo (3). Há variações graduais da borda para o núcleo. (A) Imagem de um grão de olivina, mostrando variação gradual da borda para o núcleo; (B) Detalhe de borda de cristal de olivina, mostrando bordas mais ricas em Fe, em mudança gradual; (C) Outro exemplo de cristal subidiomórfico, com borda mais rica em Fe, e mudança composicional gradual em direção à borda mais rica em Fe.

Clinopiroxênio (Augita)

O clinopiroxênio presente no enclave tem dimensões muito reduzidas quando comparadas às que tem em outros corpos básicos. Os fenocristais de augita, de tamanho menor que a olivina, presente em aglomerados, também apresentam as “regiões infiltradas”, mais claras, que muitas vezes acompanham microfraturas (Fig. 61A, B, D), como observado nos

microgabros. Cristais sem as “regiões infiltradas” (Fig. 61C) mostram zoneamentos composicionais em direção à borda, que podem ter caráter oscilatório, intercalando faixas mais claras e mais escuras, que não representam mudanças composicionais significativas.

Figura 61 – Imagens de BSE de cristais de augita da amostra de enclave V-10c. (A) Aglomerado de augita com zoneamento oscilatório em direção às bordas, sugerido por alternância entre faixas mais claras e mais escuras. Nas porções mais externas de contorno irregular, há um aumento significativo de Fe. Regiões infiltradas são observadas acompanhando microfraturas; (B) Cristais de augita com regiões infiltradas e bordas mais claras, devido ao maior conteúdo de Fe; (C) Cristal de augita que mostra apenas intercalações de faixas mais claras na borda – mais ricas em Ca; (D) Aglomerado de cristais, mostrando regiões infiltradas e bordas mais claras – mais ricas em Fe.

Os núcleos têm alto #Mg (0,85-0,87), mais elevado que os núcleos dos clinopiroxênios dos microgabros (0,70-0,75). Dentro deste pequeno intervalo, o #Mg tem correlação negativa com Ti e Al (Figura 62B e C), contrária ao observado nos microgabros. Nas duas análises de borda, com #Mg mais baixo (0,72 e 0,81), esta relação se inverte, e também Ca mostra correlação negativa com #Mg (Figura 62A), seguindo a tendência observada nos microgabros.

Figura 62 – Diagramas de variação entre Ca, Ti e Al (apfu) e #Mg. Regiões mais externas de borda mostram conteúdo mais alto de Fe. Variações de zonas dentro dos cristais mostram uma variedade maior de Ca e Al – zonas mais claras são mais ricas em Ca. Retas pontilhadas azuis e pretas representam correlações positivas e negativas para microgabros (para comparação) e para o enclave, respectivamente.

Plagioclásio

Proporções de An entre 57 e 62 são características da maior parte do plagioclásio presente no enclave máfico, com exceção de uma análise (An₄₄). É possível identificar zoneamento em imagens de BSE (Fig. 63), mas os núcleos não são arredondados como nos microgabros. Zoneamento normal, com diminuição dos teores de Ca em direção às bordas, é comum.

Figura 63 – Imagens de BSE de cristais de plagioclásio, no enclave máfico – maior parte labradorita, com exceção de uma análise de andesina. Pode-se observar zoneamento composicional dos núcleos – mais ricos em Ca – em direção às bordas, mais ricas em Na. Os núcleos não são arredondados como os presentes em plagioclásio de microgabros.

III.3.3.3 Dacito

Análises de química mineral foram realizadas em amostras de dacito para se compreender texturas de assimilação e reação de xenocristais com a matriz. Foram analisados xenocristais de plagioclásio; novos cristais de plagioclásio, em textura de reação com a matriz; e anfibólio, também associado à reação com a matriz.

Dois conjuntos de plagioclásio foram analisados (Fig. 64A e A1): um mais antigo (An_{32-43} e An_{56}), na forma de xenocristal, já alterado e com textura de dissolução; e outro de granulação fina, mais tardio (An_{23-41}), que se dispõe perpendicularmente às bordas dos xenocristais, e aparece também disperso pela matriz.

Figura 64 – Imagens de BSE de minerais em dacito, amostra E-02a. (A) Xenocristal de plagioclásio (destacado em amarelo) em matriz composta por plagioclásio de granulação fina, feldspato alcalino e quartzo (em intercrescimento granofírico); (A1) Detalhe do contato do xenocristal de plagioclásio, alterado e com texturas de dissolução, com a matriz. Cristais de plagioclásio de granulação fina, perpendicularmente dispostos, precipitam no contato do xenocristal com a matriz;

Os anfibólios que ocorrem entre o xenocristal de quartzo recristalizado e a matriz têm composições nos campos da edenita, ferro-edenita e ferro-hornblenda (Fig. 65A e B). As imagens de BSE mostram variações transicionais nas tonalidades de cinza (sem limites definidos entre fases), confirmando se tratar de variações composicionais contínuas.

Figura 65 - Imagens de BSE de minerais em dacito, amostra E-02a. (A e B) Bordas de reação contínua entre xenocristal de quartzo recristalizado e a matriz de intercrescimento granofírico, com cristais de anfibólio (edenita/ferro-edenita), numerados nos locais analisados.

A mudança composicional de edenita para ferro-edenita (Figura 66) (relacionada à diminuição de Mg) é acompanhada por aumento de Si, e correspondente diminuição de Al_{IV} , como observado na Figura 67.

Figura 66 – Diagrama composicionais para anfibólios de dacito (modificado de Leake *et al.*, 1997). As composições do anfibólio primário dos dacitos variam de edenita a ferro-edenita, mudança acompanhada por diminuição do conteúdo de Si.

Figura 67 – Diagramas de variação entre Si, Al e Ca (apfu) e #Mg. Si e Al mostram padrões idênticos, mas invertidos. O primeiro é positivo, e o segundo, negativo. Ca não mostra variações significativas com o aumento de #Mg, exceto dois pontos anômalos, que se repetem nos outros elementos.

A correlação de Ti com Al_{IV} (positiva) e Mg (negativa) (Fig. 68A, B) sugere que a troca Ti-tschermakítica ($Ti + 2Al_{IV} = Mg + 2Si$) é importante para os anfibólios estudados, o que é confirmado pela boa correlação observada na Figura 68C. Existe uma pequena correlação positiva entre Al_{IV} e K, sugestiva do vetor de troca K-edenita (Fig. 68D).

Figura 68 – Diagramas de variação de cátions para anfíbios de reação entre xenocristais de quartzo e matriz nos dacitos. Correlação positiva de Ti com Al_{IV} (A) e negativa com Mg (B) sugere importante troca Ti-tschermakítica, confirmada por (c), com correlação de $R^2 = 0,92$. (D) Pequena correlação positiva entre Al_{IV} e K, sugestiva do vetor de troca K-edenita.

III.4. Geoquímica Elemental e Isotópica

Na primeira seção deste Capítulo III foram mostradas relações de campo entre rochas de diferentes composições, em que uma primeira abordagem da geoquímica elemental foi apresentada, por ser necessária para a classificação das rochas.

Rochas básicas, representadas por microgabros e uma amostra de enclave microgranular máfico, são as mais abundantes, e foram subdivididas, como apontado previamente, em quatro grupos de microgabro quanto a conteúdos de P_2O_5 (%), Sr (ppm) e SiO_2 (%): BSi-ISr-AP (baixa- SiO_2 , intermediário-Sr e alto- P_2O_5), ISr-AP (intermediário-Sr e alto- P_2O_5), ISr-P (intermediário-Sr e intermediário- P_2O_5) e ASr-P (alto-Sr e alto- P_2O_5). Valores de referência estão na Tabela 9. Análises geoquímicas de rocha total encontram-se na tabela do ANEXO 5.

Tabela 9 – Valores de referência para a classificação de grupos de rochas básicas, com base em geoquímica de rocha total.

	Alto (A)	Intermediário (I)	Baixo (B)
SiO_2 (%)		58 - 47	< 47
P_2O_5 (%)	> 0,5	< 0,4	
Sr (ppm)	>550	<550	

Com relação às rochas ácidas, tratam-se de dacitos, e apenas um afloramento mostrou composição distinta dos demais: uma ocorrência de dique composto de centro dacítico e bordas andesíticas. Os diagramas apontam essa discriminação para o reconhecimento de variações relevantes.

III.4.1 Elementos maiores, traço e elementos terras raras (ETR)

Diagramas de classificação

O diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) (Fig. 69) apresenta todas as amostras no campo das séries subalcalina/toleítica, com exceção de uma, que se localiza perto da linha divisória no campo chamado traquiandesito basáltico. As rochas que formam os chamados “diques básicos”, de todos os tipos químicos, apresentam composições entre basalto e andesito basáltico, na interface entre básicas e intermediárias. Uma amostra classificada como andesito é devidamente destacada com cor e símbolo próprios, assim como seu par de ocorrência em

campo, de composição ácida. As rochas ácidas são classificadas como dacito e traquidacito. Duas amostras de riolito, inferidas como de idade neoproterozoica e associadas ao Granito Ilha, são representadas com objetivo de comparação com os diques ácidos mesozoicos.

O diagrama de Miyashiro (1974) indica que todas as amostras se classificam na série toleítica, o que é confirmado no diagrama AFM.

Figura 69 – Diagramas de classificação – modificado de Le Bas et al. (1986) (a linha divisória entre séries é de Irvine & Baragar (1971) (TAS), Miyashiro (1974) (FeOt/MgO vs. SiO₂), e Irvine & Baragar (1971) AFM. Amostras de rochas básicas (microgabros e enclave microgranular máfico) encontram-se na interface de básicas e intermediárias, em campos chamados basalto e andesito basáltico. Uma amostra se situa no campo do traquiandesito basáltico. O par andesito/dacito é destacado dos conjuntos de “básicas e ácidas”, e as amostras do conjunto de ácidas são classificadas como dacitos e traquidacitos. Todas análises se situam nos campos da série toleítica.

Elementos maiores

Elementos maiores foram representados em diagramas bivariados (Fig. 70), com índice de variação igual a $MgO/(MgO+FeO)^5$, ou Mg#. Em todos os elementos, a composição do enclave microgranular máfico aparece destacada de tendências das outras rochas. Microgabros do tipo baixo-SiO₂, intermediário-Sr e alto-P₂O₅ (BSi-ISr-AP), e riolitos neoproterozoicos também

⁵ FeO obtido por cálculo de todo o Fe como Fe²⁺, através da equação: $FeO = Fe_2O_3 * 0,8998$

se destacam de grupos de rochas básicas e ácidas, respectivamente, mas aparentam seguir as extremidades de possíveis tendências negativas e positivas.

Correlações negativas são observadas para SiO_2 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 , sendo o último óxido marcado por quatro tendências bem definidas. Tais tendências são reconhecidas por subdivisões feitas com base nos teores de Sr e P_2O_5 , em grupos de microgabros, que mostram variações internas.

Com a exceção da amostra de andesito, existe um *gap* entre dacitos e microgabros, para todos os elementos.

Figura 70 – Diagramas de variação para os elementos maiores, com $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ representando o índice de variação. Retas pontilhadas indicam possíveis correlações. Análises obtidas por FRX.

Elementos menores e traço

Elementos menores e traço são representados em diagramas bivariados. Também aqui existe um *gap* entre dacitos e microgabros, para todos os elementos representados (Ba, Ce, Rb, Sr, Y e Zr), sendo o par andesito/dacito destacado em alguns elementos: Ba, Ce, Sr e Zr. O enclave microgranular máfico encontra-se fora de qualquer agrupamento ou tendência.

Os únicos elementos que possuem tendências negativas são Ba, Ce e Y sendo o Zr dividido entre duas tendências negativas aproximadas: uma para ácidas e outra para básicas.

Sr parece apresentar correlação positiva de dacitos com microgabros com teores intermediários de Sr, como mostrado em maior detalhe na Figura 71, de elementos compatíveis *versus* incompatíveis.

Figura 71 – Diagramas de variação para elementos menores e traço, com $MgO/(MgO+FeO)$ representando o índice de variação, no eixo x. Retas pontilhadas indicam possíveis correlações. Par de análises também é destacado por elipse pontilhada. Análises obtidas por FRX.

A Figura 72 apresenta gráficos mostrando a variação de Sr (compatível) em função de Ba, Y e Zr (incompatíveis). Em função de seus teores mais elevados de Sr, grupo de amostras de microgabro de ASr-P (alto-Sr e alto- P_2O_5) se destaca das tendências, assim como o par andesito/dacito. Especificamente, no gráfico de Sr por Y, que é o elemento traço mais imóvel (*High Field Strength Element- HFSE*) dos três, dacitos parecem se relacionar diretamente ao microgabros ISr-AP, que formam as bordas dos diques compostos onde eles ocorrem.

Figura 72 – Diagramas de variação de Sr versus Ba, Y e Zr. Microgabro de ASr-P (Alto-Sr e alto-P₂O₅) aparece separado de qualquer correlação com dacito, assim como o par andesito/dacito, destacado por elipse pontilhada de cor laranja. Uma linha pontilhada de cor verde escura separa microgabros de alto-Sr e intermediário-Sr (em 550 ppm).

Elementos traço – “Spidergram”

Os teores de elementos traço normalizados pelo manto primitivo são apresentados no gráfico da Figura 73.

Todo o conjunto de amostras apresenta um enriquecimento progressivo em direção a elementos mais incompatíveis, ou seja, no sentido de Yb a Cs. Elementos mais móveis como Cs, Rb e Ba apresentam certa dispersão, especialmente no microgabro BSi-ISr-AP, que é o mais alterado do conjunto amostrado. Microgabros ASr-P possuem anomalias negativas de P (pronunciada), Sr (mais suave), e no conjunto de elementos entre Ba e La. Uma discreta anomalia positiva de Ti pode ser observada.

Outros tipos de microgabro possuem o mesmo padrão, com diferenças sutis. O tipo ISr-P mostra teores mais baixos para todos os elementos, como o enclave microgranular máfico. O tipo ISr-AP mostra menor razão Th/U e maior U/K. Microgabros BSi-ISr-AP seguem o mesmo padrão, mas são claramente mais pobres em Th, U, Zr e possivelmente Hf⁶, e apresentam maior razão entre elementos terras raras leves e pesados.

Os dacitos mostram fortes anomalias negativas para Ti, P e Sr, que devem resultar do fracionamento de ilmenita, apatita e plagioclásio. De maneira geral, seguem o mesmo padrão dos microgabros, com a característica de serem mais ricos em elementos incompatíveis. O dacito associado ao andesito possui o padrão mais distinto de comportamento de elementos traço, com inversões nas razões Ba/Th e K/Nb, em comparação aos outros dacitos. Apresenta

⁶ Teores de Hf das duas amostras de microgabros do tipo BSi-ISr-AP, obtidos por ICPMS são subestimados, como sugerido pelos teores mais baixos de Zr comparados aos obtidos por FRX para as mesmas amostras, e foram omitidos dos spidergrams.

fortes anomalias negativas em Sr e Ti, seguindo o padrão dos microgabros de Nb a Gd, e dos dacitos de Gd a Yb, com razões menores de Dy a Yb.

Figura 73 – Padrão de elementos incompatíveis normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Valores obtidos por ICPMS, exceto Rb, Ba, Sr e Zr, obtidos por FRX.

As razões Th/U_N versus K/Nb_N reforçam a subdivisão feita, previamente, a partir dos teores de Sr e P_2O_5 , definindo grupos distintos. Destacam-se dois grupos de microgabros (Figura 74): BSi-ISr-AP e ASr-P; além disto, são confirmadas características distintas entre o dacito associado ao andesito e os demais dacitos.

Figura 74 – Razões Th/U_N versus K/Nb_N , mostrando agrupamento de análises pré-classificadas com base em teores de Sr, P_2O_5 e SiO_2 . Destaque especial é dado para microgabros, realçados por linhas pontilhadas (tipo ASr-P e BSi-ISr-AP), e para a clara distinção entre o grupo de dacitos e o dacito associado ao andesito.

Elementos Terras-raras (ETR)

A classificação baseada em teores de Sr e P_2O_5 , em tipos de microgabros e dacitos, mostram-se pertinentes quando se observam os distintos padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Fig. 75).

Microgabros apresentam médias de razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 7,6 e 11,3 (Tabela 10), sendo que o tipo mais abundante (ASr-P) mostra o maior valor médio. Dentre os tipos de microgabros, ISr-P e BSi-ISr-AP são mais pobres em todos os elementos terras-raras. O enclave tem $(\text{La}/\text{Yb})_N = 10,6$.

Os dacitos são mais ricos em todos os elementos terras raras, com padrões em média mais fracionados que os microgabros $(\text{La}/\text{Yb})_N = 9,9\text{-}18,3$, e têm anomalias negativas de Eu bem definidas $(\text{Eu}^*/\text{Eu})_N = 0,77\text{-}0,84$, que devem refletir fracionamento e/ou retenção da fonte de plagioclásio. O dacito associado ao andesito, no entanto, tem padrão menos fracionado com $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4,9$, muito semelhante ao microgabro BSi-ISr-AP (5,3), e anomalia negativa de Eu mais acentuada, com $(\text{Eu}^*/\text{Eu})_N = 0,68$.

Tabela 10 – Valores para razões de $(La/Yb)_N$ máximas e mínimas de cada grupo, definido previamente, e suas médias aritméticas.

Rocha	$(La/Yb)_N$	Média $(La/Yb)_N$	$(Eu^*/Eu)_N$	Média $(Eu^*/Eu)_N$
Microgabro ASr-P	10,4 - 12,2	11,2		
Microgabro ISr-AP	9,8			
Microgabro ISr-P	7,1 - 8,0	7,6		
Microgabro BSi-ISr-AP	5,2 - 5,4	5,3		
EMM	10,6			
Dacito	9,9 - 18,3	12,6	0,77 - 0,84	0,80
Dacito (assoc. And)	4,9		0,68	

Figura 75 – Padrões de elemento terras raras, normalizadas pelo condrito (Boynton, 1984). Valores obtidos por ICPMS.

III.4.2 Geoquímica Isotópica – Sr e Nd

Dados isotópicos Rb-Sr encontram-se na Tabela 11. Os dacitos mostram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, entre 0,70721 e 0,70919, maiores que as das rochas básicas (microgabros ASr-P, entre 0,70543 e 0,70605; microgabros ISr-P, 0,70445 e 0,70548; enclave microgranular máfico, 0,70484). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a 134 Ma, de uma amostra de rocha encaixante predominante na parte norte da Ilha de Santa Catarina, o Granito Ilha, de idade neoproterozoica, foi calculada para comparação, e é muito superior ($\sim 0,84763$).

Tabela 11 – Parâmetros e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, medidas e iniciais, para idades de 134 Ma. Os resultados foram obtidos a partir de análise Rb/Sr em rocha total.

AMOSTRA	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2s)	T (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t)	$\epsilon\text{Sr}(0)$	$\epsilon\text{Sr}(t)$	TDM (Ma)	ϵSr (TDM)
E-02h	dacito	122	372	0,9445	0,709008	8E-06	134	0,707209	64,0	40,7	526	-27,8
E-13	dacito	139	335	1,1981	0,710853	1E-05	134	0,708571	90,2	60,0	522	-27,8
V-07c	dacito	226	535	1,2250	0,711523	6E-05	134	0,709190	99,7	68,8	550	-27,7
C-01g	micr. ASr-P	42	700	0,1746	0,705760	1E-05	134	0,705427	17,9	15,4	1920	-18,7
C-01h	micr. ISr-P	33	542	0,1756	0,705815	8E-06	134	0,705481	18,7	16,1	1935	-18,6
V-10a	micr. ASr-P	63	653	0,2772	0,706581	6E-05	134	0,706053	29,5	24,3	1311	-22,7
V-10b1	micr. ISr-P	48	391	0,3538	0,705129	5E-05	134	0,704455	8,9	1,6	651	-27,0
V-10c	emm	25	565	0,1295	0,705085	5E-05	134	0,704839	8,3	7,0	2408	-15,4
V-07a	granito	427	56	22,3880	0,890271	7E-05	134	0,847631	2636,9	2034,3	590	-27,4

A Figura 76 mostra que existe uma correlação entre razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com SiO_2 , destacando os campos definidos por Peate (1997) para basaltos Urubici (alto-Ti) e Esmeralda (baixo-Ti) da porção sul da Província, e para dacitos tipo Chapecó. Comparações com os magmas-tipo definidos para sequências basálticas da província são apresentadas com mais detalhes no Capítulo IV – Discussões.

Figura 76 – Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ versus SiO_2 . Campos definidos por Peate (1997) são plotados para comparação.

As mesmas amostras foram analisadas também para isotopia Sm-Nd; os resultados são apresentados na Tabela 12. Os dacitos mostram valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-3,1 a -5,1) ligeiramente mais negativos que os microgabros (-0,7 a -3,8). Calculado a 134 Ma, a amostra de Granito Ilha tem $\epsilon\text{Nd}(t) = -9,2$.

Tabela 12 – Parâmetros e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, calculadas para idades de 134 Ma. Os resultados foram obtidos a partir de análise Sm/Nd em rocha total.

AMOSTRA	ROCHA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2s)	T (Ma)	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$\epsilon\text{Nd}(\text{TDM})$	TDM (Ma)	fSm/Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$
E-02h	dacito	19,4	98,3	0,120	0,512410	5E-06	134	-4,4	-3,1	5,7	1029	-0,39	0,512306
E-13	dacito	16,2	84,0	0,116	0,512308	5E-06	134	-6,4	-5,1	5,4	1152	-0,41	0,512206
V-07c	dacito	14,7	112,8	0,079	0,512328		134	-6,0	-4,0	6,2	816	-0,60	0,512259
C-01g	micr. ASr-P	10,1	47,2	0,129	0,512387	5E-06	134	-4,9	-3,8	5,3	1188	-0,34	0,512273
C-01h	micr. ISr-P	8,3	37,8	0,133	0,512459	5E-06	134	-3,5	-2,4	5,5	1109	-0,32	0,512342
V-10a	micr. ASr-P	10,9	50,4	0,130	0,512456		134	-3,5	-2,4	5,6	1076	-0,34	0,512342
V-10b1	micr. ISr-P	9,0	39,9	0,137	0,512550		134	-1,7	-0,7	5,8	983	-0,30	0,512430
V-10c	emm	8,3	37,8	0,133	0,512438		134	-3,9	-2,8	5,4	1144	-0,32	0,512322
V-07a	granito	11,1	107,1	0,063	0,512049		134	-11,5	-9,2	5,7	1009	-0,68	0,511994

O gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ versus $\epsilon\text{Nd}(t)$ (Fig. 77) mostra que existe uma correlação negativa entre esses dois parâmetros; o Granito Ilha, plotado fora de escala (no eixo x), tem razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito mais elevada, mas seu $\epsilon\text{Nd}(t)$ não é proporcionalmente muito mais negativo.

Figura 77 – Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\epsilon\text{Nd}(t)$. Curva pontilhada indica possível caminho de contaminação por rocha granítica encaixante (Granito Ilha), que apresenta alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mas valores não tão negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$. (*) Há uma mudança de escala no eixo x.

A Figura 78 compara informações da Província Magmática do Paraná, retiradas de Peate (1997), e mostra que os tipos de microgabros, e o enclave, mantêm-se no campo dos basaltos e riolitos de alto-Ti (Fig. 78A), ou, em maior detalhe (Fig. 78B), dividem-se entre os chamados magma-tipo Urubici (alto-Sr) e Pitanga/Paranapanema/Ribeira (Basaltos do norte).

Figura 78 – Modificado de Peate (1997). Razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$. (A) Dados de magmas de alto e baixo-Ti, análises de dacitos sobrepondo os campos dos basaltos dos tipos Esmeralda e Gramado. O campo chamado de “Basalto de alto-Ti e riolitos” é detalhado em (B). Microgabros sobrepõem campos do magma tipo Urubici (alto-Sr) e “basaltos do norte”, campo equivalente aos magma tipo Paranapanema/Pitanga/Ribeira. Dados compilados de: Cordani et al. (1988), Mantovani & Hawkesworth (1990), Peate et al. (1990), Peate and Hawkesworth (1996).

Capítulo IV - DISCUSSÕES

IV.1 Estruturas e espaço de colocação

Observações de estruturas em diques, assim como as direções dessas intrusões, na parte norte da Ilha de Santa Catarina, indicam que diques de direção NNW cortam os NNE. Mas como existem os primeiros sem a presença dos últimos, não há evidências suficientemente fortes para se afirmar que todos os diques NNW são posteriores. A interpretação de que o par NNE (principal)-NNW (subordinado) pode ter surgido a partir de um único sistema de esforços está em conformidade com o trabalho de diversos autores que consideram que intrusões dos principais enxames do sudeste brasileiro (Ponta Grossa, Santos-RJ e Florianópolis) aproveitam estruturas pré-existentes do embasamento (Almeida, 1976; Almeida *et al.*, 1996, Mizusaki & Thomaz Filho, 2004; Tomba, 2012).

Para testar a hipótese de uma rotação no sistema de esforços, em relação à posição do terreno, poderia se imaginar que se σ_1 se orientasse na direção NW-SE, os diques principais NNE-SSW apresentariam deslocamentos importantes posteriores sinistrais, e falhamentos posteriores mais persistentes, o que não foi observado nas etapas de campo. Essa hipótese, portanto, é descartada por falta de evidências.

Estruturas de borda, no entanto, indicam uma componente cisalhante dextral no momento de abertura da fratura, além da componente principal de abertura σ_3 , ortogonal, de direção NNW-SSE.

Mapas aeromagnéticos, cedidos pela CPRM, apresentam estruturas distribuídas regionalmente pela costa sul, na região de Santa Catarina, em espaços retilíneos e restritos. Esta observação reforça a ideia do aproveitamento de estruturas prévias, e mais antigas, marcadas por antigas faixas móveis, e descontinuidades crustais, como frisado por Cadman *et al.* (1990).

IV.2. Comparações geoquímicas com magmas-tipo da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE)

Composições geoquímicas de rocha total, e química mineral de fases principais, foram utilizadas para a elaboração de um modelo geoquímico de geração dos diferentes tipos de magmas presentes no enxame de diques. Com o objetivo de se unificar informações e contribuir para a evolução do conhecimento sobre a geração de rochas vulcânicas da Província Magmática Paraná-Etendeka, foram feitas comparações com os magmas-tipo consagrados na literatura (Bellieni *et al.*, 1986; Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997; Garland *et al.*, 1995; Marques, 2001; Bryan *et al.*, 2010; Ewart *et al.*, 2004).

A tabela 13, modificada de Bryan *et al.* (2010), unifica classificações utilizadas para rochas ácidas das duas províncias. Nesta dissertação, são adotados termos utilizados para a Província Magmática do Paraná. Com relação às rochas básicas, uma equivalência deve ser levada em conta, em relação ao magma tipo Urubici (-Khumib).

Tabela 13 – Modificada de Bryan *et al.* (2010). Dados compilados de diversos autores, com comparações e equivalências entre tipos de rochas ácidas reconhecidas nas províncias Paraná e Etendeka.

Paraná	Etendeka	Observações
Guarapuava ($P_2O_5 < 0,44\%$)	Tamarana/Sarusas	O magma-tipo Chapecó (Bellieni <i>et al.</i> 1986) foi dividido em três unidades por Nardy <i>et al.</i> (2008), em que o subtipo Tamarana é melhor correlacionado com o tipo Sarusas, em Etendeka.
Santa Maria	Fria	
Guarapuava ($P_2O_5 > 0,44\%$)	Ventura	Rochas do tipo alto $P_2O_5 (> 0,44\%)$, do tipo Chapecó são correlacionadas com o tipo Ventura, da Província Etendeka.
PAV B- Caxias do Sul	Springbok	
PAV A-Jacui/	Goboboseb II	
Ourinhos	Khoraseb	
PAV G- Anita Garibaldi	Beacon	

Diagramas de variação de elementos maiores (TiO_2 vs. MgO ; $Fe_2O_{3(t)}$ vs. TiO_2 ; P_2O_5 vs. TiO_2 e vs. SiO_2), razões entre Ti e elementos traço (Ti/Zr vs. Ti/Y) e isotópicas (razões isotópicas iniciais de Sr e Nd) são apresentados (Figura 79) com o objetivo de comparar os grupos químicos, descritos neste trabalho, com a Província Magmática do Paraná.

Diagramas de variação de elementos maiores, e razões de Ti/Zr e Ti/Y de Peate (1997), mostram que amostras classificadas neste trabalho como microgabros tipo ASr-P são similares ao tipo Urubici, microgabros ISr-P e ISr-AP, ao tipo Pitanga, e o tipo BSi-ISr-AP não se parece com nenhum desses grupos químicos.

Figura 79 – Campos de classificação entre magmas-tipo, retirado de Peate (1997). Microgabro ASr-P é semelhante ao magma tipo Urubici; ISr-P e ISr-AP ao tipo Pitanga; e o microgabros BSi-ISr-AP aparentemente não se relaciona com nenhum magma tipo apresentado.

O diagrama da Figura 80, elaborado para as rochas de Etendeka, apresenta campos composicionais entre elementos maiores. Amostras de dacitos apresentam afinidades geoquímicas com as unidades Sarusas (subtipo Tamarana – tipo Chapecó) e Khoraseb (subtipo Ourinhos – tipo Chapecó). O andesito é quimicamente similar ao tipo Hoanib.

Figura 80 – Diagramas de variação de elementos maiores, retirados de Ewart et al. (2004), e compilados de Milner (1988) e Marsh et al. (2001). Abreviações para magmas tipo, ácidos, são: N (Nadas), Sech (Sechomib), HL (Hoarusib) e H (Hoas). K (Khoraseb), S (Sarusas), NQL (Naude), E (Elliot), HO (Hoanib) e F (Fria).

Quando comparadas razões de ETR $(Tb/Yb)_N$ vs. $(La/Yb)_N$ (Fig. 81), normalizadas pelo condrito, pode-se observar que os dacitos possuem maiores razões $(La/Yb)_N$, que o campo delimitado para o tipo Chapecó por Peate (1997). Os microgabros semelhantes ao tipo Pitanga têm razões $(Tb/Yb)_N$ levemente mais altas que o campo equivalente.

De todas as rochas básicas encontradas na área estudada, as mais características são do tipo ASr-P, associadas ao magma tipo Urubici. Outros tipos, incluindo as rochas ácidas, são apenas semelhantes, indicando uma possível correlação de nomenclaturas.

Figura 81 – Campos delimitados por Peate (1997). Amostras de dacito apresentam razões mais altas de $(La/Yb)_N$ que o campo equivalente ao tipo Chapecó, enquanto que microgabros ISr-P e ISr-AP, ligeiramente mais altas que $(Tb/Yb)_N$.

Marques (2001) analisou amostras do Enxame de Diques de Florianópolis, e fez comparações com a província. Do total de dados, o chamado ATi-U foi comparado ao tipo Urubici, do sul da província, e o tipo ATi-P ao Pitanga, mais comum no norte da província. Outros tipos foram descritos, com características transicionais (ATi-M). A Tabela 14 sumariza as comparações com amostras analisadas neste trabalho, com Marques (2001) e Peate *et al.* (1992).

Tabela 14 – Comparação entre definições utilizadas neste trabalho , com Peate *et al.* (1992) e Marques (2001)

Peate et al. (1992)	Marques (2001)	Este trabalho
Urubici	ATi-U	ASr-P
Pitanga	ATi-P	ISr-P e ISr-AP
transicional (Urubici e Pitanga)	ATi-M	-
Chapécó	-	Dacito porfirítico (?)

Razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ são comparadas às assinaturas de unidades das província do Paraná e de Etendeka, sumarizadas por Ewart *et al.* (2004). Um microgabro ISr-P sobrepõe (Fig. 82A) o basalto Pitanga (estrela branca), microgabro ASr-P, o tipo Chapécó, e os dacitos possuem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$ semelhantes ao mesmo campo, mas apresentam $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ ligeiramente maior. A Figura 82B detalha uma porção do gráfico, e mostra uma dispersão maior dos dados, nessa escala de observação.

Figura 82 – Modificado de Ewart *et al.* (2004). Razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$. (A) Campos comparativos de rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó – alto-Ti (Garland *et al.* (1995)), e alto-Ti Giraul do sul de Angola (Alberti *et al.* (1992)). Amostras de microgabros tendem a se aproximar da composição do Basalto Pitanga. Dacitos possuem $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$ compatíveis com o tipo Chapecó, mas apresentam ligeiramente maior $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$. (B) gráfico detalhado de algumas das unidades eruptivas do tipo alto-Ti (entre 0,704 e 0,711 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$).

Valores positivos de ϵSr e negativos de ϵNd são característicos para todas as rochas vulcânicas da província, e foram usados como argumento para a geração dos basaltos na Bacia do Paraná a partir do manto litosférico (Bellieni *et al.*, 1986; Hawkesworth *et al.*, 1988; Peate, 1997, Marques, 2001), o que também é sugerido por razões de elementos traço incompatíveis em diques de alto-Ti, pouco contaminados, semelhantes aos basaltos das cadeias Walvis e Rio Grande, para a origem dos quais se sugere contribuição de manto litosférico (Marques, 2001).

Mais recentemente, Rocha-Júnior *et al.* (2013), através de dados isotópicos (incluindo Re-Os), consideraram que o enriquecimento mantélico foi gerado por fluidos associados a processos de subducção neoproterozoicos, e que esta fonte enriquecida sublitosférica foi acoplada à litosfera na base da Bacia do Paraná.

IV.3. Relações temporais– Sumário das implicações Estratigráficas

As figuras 83 e 84 mostram uma sumarização dos diferentes tipos de microgabros, andesito e dacitos encontrados, sua localização e direção dos diques onde ocorrem, de afloramentos apresentados no item III.1.

Figura 83 – Sumarização das relações de corte, localização e composição dos diques que mostram relações de corte na parte norte da Ilha de Santa Catarina. A Figura 84 traz relações estratigráficas classificação e nomenclatura finais desta dissertação.

É possível observar por uma estratigrafia relativa (Fig. 84), ou relações temporais e de corte, que há ocorrência de diques NE, compostos por microgabros ASr-P (=Urubici), cortados por microgabros ISr-P (=Pitanga). Um afloramento mostra a recorrência do tipo Urubici, confinando o ISr-P a um intervalo restrito de ocorrência.

Microgabro BSi-ISr-AP aparenta cortar a primeira geração de diques Urubici. Pares de microgabros ISr-AP (Pitanga)/dacito (Chapecó?), e andesito/dacito não apresentam relações de corte com outros diques, apenas com suas bordas (ISr-P – semelhantes ao tipo Pitanga).

Figura 84 – Estratigrafia, ou relações temporais e de corte, entre rochas de diversas características químicas presentes no Enxame de Diques de Florianópolis, na parte norte da Ilha de Santa Catarina. Pode-se notar que há ocorrência de diques NE, compostos por microgabros ASr-P ou Urubici, cortados por microgabros ISr-P, chamados de Pitanga. Microgabro BSi-ISr-AP aparenta cortar a primeira geração de diques Urubici. Pares de microgabros ISr-AP (Pitanga)/dacito (Chapecó?), e andesito/dacito não apresentam relações de corte com outros diques. Eixo Y representa o tempo: base, mais antigo, e topo, mais jovem.

Os diques de microgabros ASr-P, comparáveis ao tipo Urubici, são comuns e recorrentes na ilha, mesmo quando intercalados a outro tipo. Especialmente, encontram-se próximos a derrames Urubici, no sul da província. Estudos de ASM (Raposo *et al.*, 1998) mostram uma importante lineação vertical, interpretada como a direção principal de fluxo de magma. Esses diques podem ser, portanto, considerados alimentadores dos derrames, interpretação suportada também por mesmas idades (~134 Ma) (Florisbal *et al.*, 2014) e mesmas características geoquímicas (Peate *et al.*, 1999; Marques 2001; Florisbal *et al.*, *submetido*).

IV.4. Processos secundários registrados na petrografia dos diques

Fases minerais primárias e secundárias presentes nas rochas de dique foram sumarizadas na Tabela 15. A partir deste cenário, são interpretados processos hidrotermais

tardi a pós-magmáticos. Ocorrem reações de substituição de clinopiroxênio (augita) por hornblenda, na fase tardi-magmática (uralitização), e reação pós-magmática de minerais máficos com fluidos hidrotermais, possibilitando a formação de actinolita.

Tabela 15 – Tabela paragenética contendo uma sumarização de relações mineralógicas e texturais, e interpretações do momento da cristalização das diferentes fases.

	Primário			Secundário		
	<i>pré-</i>	<i>sin-</i>	<i>tardi-</i>	<i>pós-magmático</i>		
Quartzo	xenocrístais				Microgabros/ Andesito	Dacitos
	antecristais					
Plagioclásio	xenocrístais	fenocrístais/matriz				
K-feldspato						
Clinopiroxênio						
Magnetita				?		
				?		
Titanita				?		
				?		
Ilmenita						
Apatita				?		
Mesóstase/matriz intercrescida						
Hornblenda		reação com xenocrístais	+ edenita			
Actinolita/biotita						
Clorita e argilas						
Sulfetos (Shp+Ccp)						
Óxidos de granulação muito fina						
Epidoto						

Albitização caracteriza uma fase de alteração sódica, a temperaturas mais altas (>500°C). A diminuição da temperatura é marcada por processos como alteração propilítica e sericitização, proporcionando a formação de clorita e argilas, marcando o último estágio pós-magmático de alteração hidrotermal, com temperaturas variando de maiores que 300° a 220°C

(alteração sericitica) (Pirajno, 2012). A Figura 85 esquemática mostra uma situação em que o eixo x é a temperatura.

Figura 85 – Ilustração da variação de processos hidrotermais, com a diminuição da temperatura. Os valores foram sumarizados por Pirajno (2012).

Como visto anteriormente, na apresentação de dados de petrografia, amostras de granulação mais fina mostravam maior alteração do plagioclásio. As de granulação mais grossa, ou porfíricas, apresentavam mais frequentemente substituições nas bordas de minerais, ou interstícios.

Em termos composicionais, bordas de diques registram a composição inicial do magma que extravasou através de um espaço de colocação, mas também representam a fratura principal, que é mais suscetível de transportar fluidos tanto tardi, quanto pós-magmáticos. A menor granulação faz com que minerais sejam mais facilmente alterados. A figura 86, esquemática, ilustra a situação.

Figura 86 – Esquematização do comportamento da alteração, relacionada espacialmente a um dique. Margens resfriadas possuem menor granulação e são mais propensas a transportar fluidos, por representarem a fratura principal de extravasamento do magma.

IV.5. Petrogênese: Modelamentos Geoquímicos

Como discutido nos itens precedentes, os dacitos estudados guardam algumas semelhanças com o magma-tipo Chapecó da literatura; no entanto, existem também algumas diferenças importantes, e ainda não é claro um vínculo temporal e genético entre eles. Os microgabros de ASr-P têm sido correlacionados diretamente às lavas tipo Urubici; existe semelhança entre os tipos ISr-P e ISr-AP e o magma-tipo Pitanga (ver também Marques, 2001), mas não é claro se existe vínculo temporal e genético com estes em sua área de ocorrência na porção setentrional e ocidental da Província.

Deste modo, foram testados modelos para a origem dos dacitos da parte norte da Ilha de Santa Catarina com diferentes tipos de magmas básicos associados por cristalização fracionada e por AFC, uma vez que os dados isotópicos de Sr e Nd indicam diferenças sistemáticas não compatíveis com evolução em sistema fechado sob condições de equilíbrio. Nesse contexto, deve ser lembrado que os modelos preferidos na literatura para a geração de magmas ácidos do tipo Chapecó (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995; Nardy, 1996) admitem a fusão de “underplates” basálticos do tipo Pitanga. O modelo de refusão não foi testado neste trabalho.

IV.5.1. Modelamento de elementos maiores: balanços de massa

O balanço de massa, realizado através do programa *Petrograph* (Petrelli *et al.*, 2005), foi feito para se obter a proporção de minerais fracionados e a proporção de cristalização para alcançar a composição de um dacito típico. Parâmetros de composição inicial e final, assim como as composições das fases minerais utilizadas para o balanço de massa são mostradas nas tabelas 16 e 17.

As fases minerais utilizadas para o modelamento são aquelas de cristalização precoce, como indicado pela petrografia dos diques basálticos. As composições dos minerais correspondem à média de análises (n=19) em núcleos de clinopiroxênio, e partes externas (não a última borda, nem o centro, interpretado como possíveis antecristais) de plagioclásio (Tabela 17). Não foram feitas análises químicas de titanomagnetitas, e a composição utilizada corresponde à média apresentada por Bellieni *et al.* (1988) para basaltos da Província (73% de Fe_2O_3 (t) e 24% de TiO_2 ; n= 22)

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 17. As três situações investigadas (Urubici para dacito, microgabro ISr-P para dacito e microgabro ISr-AP para dacito) produziram bons resultados para o balanço de massa, como indicado pelos baixos resíduos. Os resultados variam pouco em função do magma inicial; todos eles requerem 65 -71% de cristalização fracionada de um cumulado formado por plagioclásio (44-47%), clinopiroxênio (38-39%) e titanomagnetita (14-17%). Resultados completos dos balanços de massa encontram-se no ANEXO 7.

Esses resultados são semelhantes aos obtidos por Garland *et al.* (1995) para geração dos magmas tipo Chapecó a partir de basaltos Pitanga (75% de cristalização de associação com 50% plagioclásio, 35% clinopiroxênio e 15% magnetita).

Tabela 16 – Valores de referência para o balanço de massa: composição inicial, final, e composição das fases minerais fracionadas do magma inicial.

	Composição Inicial			Composição final					
	<i>Microgabro ASr-P (Urubici)</i>	<i>Microgabro ISr-P e ISr-AP (Pitanga)</i>		<i>Dacito</i>					
(%)	<i>C-01g</i>	<i>C-01h</i>	<i>V-07iii</i>	<i>V-07c</i>	<i>E-13</i>	<i>E-02h</i>	<i>Cpx - augita</i>	<i>plagioclásio</i>	<i>Ti magnetita*</i>
SiO ₂	51,59	50,17	50,76	65,63	66,56	65,70	50,98	54,48	0,31
Al ₂ O ₃	13,35	13,66	13,12	12,79	13,33	13,43	2,15	28,68	1,59
Fe ₂ O ₃ (t)	12,85	14,43	14,18	6,24	6,33	6,44	12,59	0,73	72,93
MgO	4,2	4,42	4,31	1,12	1,12	0,94	15,73	0,04	0,25
CaO	8,19	8,63	7,84	2,52	2,34	2,63	16,88	10,37	0,02
Na ₂ O	2,75	2,89	2,73	3,46	3,69	3,48	0,27	5,23	0,00
K ₂ O	1,87	1,37	1,63	4,43	4,49	4,09	0,01	0,38	0,00
TiO ₂	3,558	3,164	3,505	1,335	1,335	1,407	1,10	0,09	24,06
P ₂ O ₅	0,528	0,394	0,558	0,355	0,349	0,410	-	-	-
MnO	0,159	0,19	0,189	0,129	0,135	0,135	0,29	0,01	0,85
LOI	0,04	0,22	0,29	0,70	0,77	0,71			

(*) Dados de Bellieni et al. (1988)
para basaltos do tipo alto-Ti da PMP

Tabela 17 – Fases fracionadas, resultado do balanço de massa entre tipos de microgabros e o dacito.

	Modelamento 1	Modelamento 2	Modelamento 3
	<i>Urubici para dacito</i>	<i>Pitanga (ISr-P) para dacito</i>	<i>Pitanga (ISr-AP) para dacito</i>
fases fracionadas (%)	<i>C-01g para V-07c</i>	<i>C-01h para V-07c</i>	<i>V-07iii para V-07c</i>
Cpx	39,4	38,1	39,0
PI	46,2	46,6	44,3
Ti Mt	14,4	15,3	16,7
1-F	65,1	71,4	65,0
Som. Quadr. Residuais	0,94	0,15	0,33

IV.5.2. Modelamentos de elementos traço incompatíveis

Nos modelamentos de elementos traço foram considerados processos de cristalização fracionada simples (*fractionation crystallization*, FC) (Rayleigh, 1896), ou acompanhada por contaminação por assimilação de rochas ou outros magmas (AFC; De Paolo, 1981).

Processos de assimilação podem ser divididos entre cristalização fracionada concomitante à assimilação (AFC; Taylor, 1980; DePaolo, 1981), ou independente dela (FCA; Cribb and Borton, 1996); apenas o modelo AFC foi considerado neste trabalho.

O comportamento de elementos traços em processos de cristalização fracionada é expresso por:

$$C_l^{FC} = C_0 F^{(D-1)}$$

Onde, C_l^{FC} é a concentração de um elemento no líquido residual, C_0 é a concentração de elementos traço no líquido parental (composição inicial), D é o coeficiente de partição global de elementos para fases minerais, F é a fração de líquido durante a cristalização.

D é calculado através da equação abaixo, considerando a participação de mais de uma fase mineral:

$$D = \sum_i^n x_i K_d i$$

D é o coeficiente de partição global, x a fração ponderada de uma fase mineral i , e K_d é o coeficiente de partição de qualquer elemento em uma fase i .

Assimilação combinada ao processo de cristalização fracionada (AFC) é expressa por:

$$C_l^{AFC} = C_0 \left[F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{zC_0} (1 - F^{-z}) \right]$$

Onde, C_l^{AFC} , C_0 e C_a são concentrações de um elemento em um magma resultante, parental, e no material assimilado, respectivamente. F é a fração de líquido durante o resfriamento do magma, e r descreve a razão de material assimilado para cristalizado. É expresso por:

$$r = \frac{m_a}{m_c}$$

Onde, m_a é o material assimilado, e m_c , cristalizado. O valor z é expresso por:

$$z = \frac{r + D - 1}{r - 1}$$

Os parâmetros são os mesmos descritos para as equações anteriores.

IV.5.2.1. Resultados do modelamento de traços por Cristalização fracionada (FC)

Além dos elementos incompatíveis, incluindo os elementos terras-raras, foi também modelado o comportamento dos isótopos de Sr e Nd. Foram utilizados coeficientes de partição da planilha publicada por Ersoy & Helvacı (2010), com exceção do Kd_{Sr} em plagioclásio, que foi calculado com base na equação proposta por Blundy & Wood (1991), onde o Kd_{Sr} é função do teor de An e da temperatura (estimada em 1300 K). Os Kds utilizados encontram-se na Tabela 18.

Tabela 18 – Valores de Kd utilizados no modelamento de elementos traço e ETR, obtidos através da planilha Excel sumarizada e idealizada por Ersoy & Helvacı (2010) (com exceção de Kd_{Sr} em plagioclásio, calculado em função do teor de An).

	Cpx	Pl	Mt
Al₂O₃	0,58	1,63	
Cs	0,13	0,13	
Rb	0,00	0,10	
K	0,01	0,16	0,05
Ba	0,00	0,30	
Sr	0,10	3,40	
Pb	0,01	0,36	
Th	0,03	0,01	
U	0,04	0,01	
Zr	0,12	0,05	0,1
Hf	0,26	0,05	3
Ti	0,10	0,04	7,5
Ta	0,01	0,04	5
Y	0,44	0,03	0,2
Nb	0,00	0,01	0,4
Sc	3,20	0,04	
Cr	34,00	0,08	153
Ni	14,00	0,04	290
Co	2,00	0,07	7,4
V	1,35	0,02	26
La	0,04	0,27	1,5
Ce	0,08	0,20	1,3
Pr	0,12	0,17	
Nd	0,17	0,14	1

Sm	0,28	0,11	1,1
Eu	0,31	0,73	0,6
Gd	0,34	0,07	
Tb	0,36	0,06	1
Dy	0,36	0,06	
Ho	0,38	0,05	
Er	0,35	0,04	
Tm	0,30	0,04	1
Yb	0,31	0,03	0,9
Lu	0,27	0,03	

Resultados são mostrados graficamente na Figura 87 para o modelamento de elementos traço na geração de dacitos a partir de diferentes composições de microgabro. São apresentados dois tipos de gráficos, um apenas para os elementos terras raras, e outro para todo o conjunto de elemento incompatíveis. Foi escolhida uma proporção líquido remanescente de 0,4 (F), já que o balanço de massa resultou em fracionamentos entre 65 e 70%.

Os teores de elementos terras raras (Fig. 87a) obtidos no modelo se ajustam aos dos dacitos, mas mostram menor fracionamento dos elementos terras raras. Também os teores dos demais elementos traço obtidos para $F=0,4$ se ajustam aproximadamente aos teores observados nos dacitos. As principais exceções são os teores mais baixos de Th e U, além de teores de La, Ce e Nb no limite inferior dos dacitos (Fig. 87b); além disto, o teor de Ti no modelo é mais alto, resultando em uma anomalia negativa menos pronunciada. Como observado no item III.3, existem problemas na análise de Hf em algumas amostras, de modo que o comportamento deste elemento não é considerado.

Os elementos terras raras mostram menores diferenças em suas razões para elementos pesados e leves no modelamento por cristalização fracionada a partir do tipo ISr-AP (Pitanga) (Fig. 87a-3). No mesmo modelo as composições para os demais elementos traço também se aproximam um pouco mais das composições dos dacitos, ainda que mostrem discreto empobrecimento em elementos como Th e U, e teores um pouco maiores de Ti (Fig. 87b-3). Em síntese, consiste no modelo mais próximo por cristalização fracionada.

Figura 87 – Resultados do modelamento de elementos traço por cristalização fracionada comparados às composições de dacitos. (a) Primeira linha: Diagramas de ETR normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989); (b) Segunda linha: Elementos incompatíveis normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989).

IV.5.2.2. Resultados do modelamento de traços por Cristalização Fracionada e Assimilação (AFC)

Foram testados modelos de cristalização fracionada com assimilação de rocha encaixante presente na ilha (o Granito Ilha; Zanini *et al.*, 1997). Afloramentos de diques de dacito indicam assimilação de rochas graníticas (como mostrado no item III.1). A razão “r” de material contaminante sobre material cristalizado foi escolhida como 0,1, depois de alguns testes com razões até 0,3.

Para todas as composições iniciais, razões de elementos terras raras leves $(La/Sm)_N$ sofreram um aumento, tornando o modelo mais ajustado ao padrão de dacitos, como mostrado na Figura 88. Os teores de Th e U, Nb, La e Ce do modelo aumentam e também se mostram mais ajustados com os dacitos.

Modelos a partir de magmas iniciais dos tipos semelhantes ao Pitanga (ISr-P e ISr-AP) têm resultados praticamente iguais aos obtidos para o tipo Urubici. A despeito das diferenças relativamente pequenas, o tipo ISr-AP, que corresponde no campo às bordas básicas dos diques de dacito, resultam em padrões mais próximos aos mostrados pelos dacitos.

Quando comparados os resultados modelos FC-AFC em gráficos de variação de elemento compatível (Sr) vs. incompatível (Y) (Fig. 89), percebe-se que ambos são muito próximos para teores de $Sr > 300$ ppm, e são satisfatórios para a geração de dacitos a partir dos magmas básicos propostos. O melhor ajuste é observado para a geração dos dacitos a partir do fracionamento de microgabro ISr-AP, enquanto a derivação a partir do tipo Urubici, além de menos ajustada, requer grau de fracionamento maior. De todo modo, em vista dos resultados muito próximos, nenhuma das composições testadas podem ser excluídas como possíveis candidatas a magma parental.

Figura 88 – Resultados do modelamento de elementos traço por cristalização fracionada e assimilação (AFC), para modelo com 0,1 de rocha encaixante assimilada, comparados às composições de dacitos. (a) Primeira linha: Diagramas de ETR normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989); (b) Segunda linha: Elementos incompatíveis normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989).

Figura 89 – Comparações dos resultados de modelos FC-AFC em diagramas de variação de elemento compatível (Sr) vs. incompatível (Y)

Razões isotópicas também são geradas (Fig. 90) para os modelos feitos a partir do magma inicial Urubici e ISr-P (Pitanga). Os dois modelos geram aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ e ϵNd mais negativo, no sentido das composições isotópicas dos dacitos. O modelo gerado a partir do tipo Urubici mostra valores menores de ϵNd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (para $F=40\%$). A evolução isotópica do fracionamento do tipo ISr-P (Pitanga), no entanto, apesar de apresentar valores ligeiramente menores de ϵNd , aproxima-se da composição de uma amostra de dacito quando $F = 25\%$ (75% de cristalização).

Figura 90 – Comparação dos resultados de modelamento AFC para o sistema isotópico Sr-Nd a partir de magmas o tipo Urubici e Pitanga ISr-P com a assinatura isotópica dos dacitos.

Capítulo V – CONCLUSÕES

Este trabalho busca compreender, através de diversas ferramentas que partem da geologia de campo, e culminam em modelamentos geoquímicos, como estão dispostos os diferentes tipos de diques presentes no extremo norte da Ilha de Santa Catarina, e quais os possíveis processos geradores das rochas que os constituem.

Os resultados, abordados sob diferentes aspectos, contribuem para o conhecimento dos processos de colocação das rochas intrusivas, para o reconhecimento, caracterização e relação entre tipos de magma, e para a elaboração de modelos petrogenéticos relacionando as rochas mais evoluídas (dacitos) com as mais primitivas (microgabros).

As principais conclusões alcançadas são as seguintes:

1. Componente cisalhante dextral foi identificada através de estruturas de borda, atuante no momento de abertura da fratura. A componente principal de maior compressão, σ_1 , tem direção NNE-SSW.
2. Diques subordinados de direção NW-SE aparecem cortando diques NNE, principais, mas também existem sem a presença dos últimos. Mesmo que sejam relativamente posteriores, podem ser considerados parte de um mesmo sistema conjugado de fraturas, o que está em conformidade com a interpretação de reativação de estruturas prévias do embasamento.
3. Comparações com nomenclaturas utilizadas para magmas-tipo da Província Magmática Paraná-Etendeka foram feitas com o objetivo de contribuir para a evolução do conhecimento de geração dessas rochas. Os resultados geoquímicos confirmam que o conjunto predominante, previamente chamado de microgabro ASr-P (alto Sr e alto P_2O_5), tem correlação com o magma-tipo Urubici (Marques, 2001; Florisbal et al., submetido), por suas características contrastantes a outros tipos de rochas básicas, em especial os teores mais elevados de Sr.
4. Os microgabros ISr-P e ISr-AP identificados neste estudo são comparáveis ao tipo Pitanga (cf. Marques, 2001), mas mostram algumas diferenças em razões de elementos traço, $(Tb/Yb)_N$ levemente mais alto, em relação ao magma-tipo em sua área de ocorrência. Dacitos porfiríticos, representantes do magmatismo ácido na ilha, são semelhantes ao tipo Chapecó (subtipos Tamarana e Ourinhos), mas também mostram diferenças importantes em relação a eles, principalmente em razões de elementos traço e isotópicas, por exemplo, maiores razões $(La/Yb)_N$ e maiores $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$.

5. As relações estratigráficas estabelecidas neste trabalho, baseadas nas relações de corte, direção, e quimismo, mostram que o tipo Urubici (ASr-P) aparece como a primeira manifestação, em diques de direção NE-SW. Estes são sucedidos pelo tipo ISr-P, semelhante ao Pitanga, e há uma recorrência de Urubici, com mudança de direção, para N-S. Possivelmente, microgabro BSi-ISr-AP corte a primeira manifestação de diques do tipo Urubici. As ocorrências de dacitos, semelhantes ao tipo Chapecó, têm sempre bordas do tipo ISr-AP, semelhante ao Pitanga, mas não se observam relações temporais com os outros tipos de microgabros. Um dique isolado tem o núcleo com um tipo diferente de dacito relacionado a borda de andesito, e também não mostra relações de corte, de modo que a relação temporal com outras composições de diques não foi estabelecida.
6. A disposição e abundância de diques de ASr-P (Urubici), próximos a derrames de mesma composição (Peate et al 1999, Marques 2001, Florisbal submetido) e idade (Florisbal et al 2014), aliados a dados de ASM (Raposo et al, 1998) são fortes argumentos para afirmar que eles consistem em alimentadores dos derrames Urubici que ocorrem no sul da província e na porção equivalente em Etendeka.
7. Foi possível identificar as características petrográficas do hidrotermalismo tardi-magmático, marcado pela substituição de clinopiroxênio (augita) por hornblenda bem formada. Albita, sericita, epidoto, clorita, actinolita+biotita e sulfetos (Ccp+Sph) foram identificadas como fases pós-magmáticas, de alteração, indicando um sistema aberto e diminuição da temperatura (>500 °C até 220°C).
8. Balanços de massa (para elementos maiores) e modelamentos FC-AFC (para elementos incompatíveis), de geração de dacitos a partir de microgabros (Urubici, Pitanga ISr-P e ISr-AP), mostraram que o modelo gerado por FC a partir de ISr-AP é o mais próximo dos padrões de dacitos (para $F=0,4$). A contaminação por assimilação de Granito Ilha ($r=-0,1$), resulta em melhor ajuste de todos os modelos, em especial para os elementos Th, U, La, Ce e Nb. Ainda que o ajuste que considera o tipo ISr-AP (que forma as bordas dos diques de dacito) seja o mais próximo, nenhuma composição inicial testada pode ser descartada, para as condições modeladas.

Referências bibliográficas

- Alberti, A., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Civetta, L., Comin-Chiaramonti, P., & Morais, E. A. (1992). Mesozoic acid volcanics from Southern Angola: petrology, Sr-Nd isotope characteristics and correlation with the acid stratoid volcanic suites of the Paraná basin (south-eastern Brazil). *European journal of mineralogy*, 4(3), 597-604.
- Almeida, F. D. (1976). Estruturas do Pré-Cambriano inferior brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 29, pp. 201-202).
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Anderson, D. L. (1989). *Theory of the Earth*. Blackwell scientific publications.
- Anderson, D. L. (1994). Superplumes or supercontinents?. *Geology*, 22(1), 39-42.
- Anderson DL (2000) Thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters* 27(22): 3623-3626
- Anderson, D. L. (2005). Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. *Elements*, 1(5), 271-275.
- Anderson, D. L. (2007). The eclogite engine: Chemical geodynamics as a Galileo thermometer. *Geological Society of America Special Papers*, 430, 47-64.
- Anderson, D. L., & Bass, J. D. (1984). Mineralogy and composition of the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, 11(7), 637-640.
- Anderson, D.L., Tanimoto, T., and Zhang, Y.-S., (1992), Plate tectonics and hotspots: *Science*, v. 256, p. 1645-1651
- Asmus, H. E., & Baisch, P. R. (1983). Geological evolution of the Brazilian continental margin. Episodes: *Journal of International Geoscience*, 1983(4), 3-9.
- Baer, G., & Reches, Z. E. (1989). Doming mechanisms and structural development of two domes in Ramon, southern Israel. *Tectonophysics*, 166(4), 293-315.
- Baer, G., & Beyth, M. (1990). A mechanism of dyke segmentation in fractured host rock. Mafic dykes and emplacement mechanisms. *Balkema, Rotterdam*, 3-11.
- Basei, M. A. S., & Teixeira, W. (1987). Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. Texto explicativo para o mapa geológico de estado de Santa Catarina-1, 500, 91-130.
- Beane, J.E. & P.R. Hooper (1986). Picrite basalts in the Deccan Traps: primary magmas or cumulates? *Int. Volcanol. Congr. (IAVCEI), Auckland (abstract volume)*, 346.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M., (1984). Flood basalt to rhyolite suites in the Southern Parana Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.* 25 (3), 579-618.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Papatrechas, C., & Stolfi, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27(4), 915-944.
- Bellieni, G., Piccirillo, E. M., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A. J., & Da Roit, P. (1988). Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. *Instituto Astronômico e Geofísico (USP)*, 73-92.

- Bellieni, G., Cavazzini, G., Fioretti, A. M., Peccerillo, A., & Zantedeschi, P. (1996). The Cima di Vila (Zinsnock) Intrusion, Eastern Alps: evidence for crustal melting, acid-mafic magma mingling and wall-rock fluid effects. *Mineralogy and Petrology*, 56(1), 125-146.
- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. S. (1993). Late-to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1), 3-6.
- Bitencourt, M. D. F., & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186-189.
- Bitencourt, M. F., Bongiolo, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L. & Luft Jr., J.L., 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências*, 35(1): 109-136.
- Blundy, J. D., & Wood, B. J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1), 193-209.
- Boutillier, R. R., & Keen, C. E. (1999). Small- scale convection and divergent plate boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7389-7403.
- Bryan, S. E., Peate, I. U., Peate, D. W., Self, S., Jerram, D. A., Mawby, M. R., ... & Miller, J. A. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102(3), 207-229.
- Buchan, K. L., & Ernst, R. E. (2004). Diabase Dyke Swarms and Related Unites in Canada and Adjacent Regions. Geological Survey of Canada.
- Cadman, A., Tarney, J., & Park, R. G. (1990). Intrusion and crystallization features in Proterozoic dyke swarms. Mafic dykes and emplacement mechanisms, 13-24.
- Carrigan, C. R. (2000). Plumbing systems. *Encyclopedia of Volcanoes*, 219-35.
- Caruso Jr, F. & Awdziej, J., (1993). Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina, na escala 1:100000. DNPM, 27p.
- Coffin, M. F., & Eldholm, O. (1991). Large igneous provinces: JOI/USSAC workshop report.
- Coffin, M. F., & Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 1-36.
- Corrêa, V. X. (2016). Geoquímica, Isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batolito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3), 295-308.
- Coutinho, J. M. V. (2008). Dyke swarms of the Paraná triple junction, Southern Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 8, 28-52.
- Cox K.G. & Hawkesworth C.J. (1985). Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J. Petrology*, 26:355-377.
- Cribb, J. W., & Barton, M. (1996). Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos*, 37(4), 293-307.
- Currie, K. L., & Ferguson, J. (1970). The mechanism of intrusion of lamprophyre dikes indicated by "offsetting" of dikes. *Tectonophysics*, 9(6), 525-535.
- Davies, G. F. (1988). Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large- scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B9), 10467-10480.

- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals (Vol. 696). London: Longman.
- DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10470-10488.
- Duncan, A.R., Marsh, J.S., Milner, S.C., Erlank, A.J. (1988) Distribution and petrogenesis of the basic rocks of the Etendeka Formation of northwestern Namibia. International Conference on Geochemical Evolution of the Continental Crust, Polos de Caldas, Brazil, Abstracts: 10-18
- Elder, J. (1976). The bowels of the earth. The bowels of the earth., by Elder, J.. Oxford (UK): Oxford University Press, 7+ 222 p., 1.
- Elkins-Tanton, L. T. (2005). Continental magmatism caused by lithospheric delamination. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 449-461.
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.McG., Hawesworth, X.J., Betton, P.J., Rex, D.C., (1984). Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWArNamibia. *Spec. Publ.-Geol. Soc. S. Afr.*, 195–246. Ernesto et al., 1999
- Ernst, R. E. (2014). Large igneous provinces. Cambridge University Press.
- Ernst, R. E., & Buchan, K. L. (Eds.). (2001). Mantle plumes: their identification through time (Vol. 352). Geological Society of America.
- Ersoy, Y., & Helvacı, C. (2010). FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390.
- Ewart, A., Marsh, J. S., Milner, S. C., Duncan, A. R., Kamber, B. S., & Armstrong, R. A. (2004). Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptives. *Journal of Petrology*, 45(1), 107-138.
- Florisbal, L. M., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S., & Conceição, R. V. (2009). Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium-to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175(1), 135-148.
- Florisbal, L. M., Heaman, L. M., de Assis Janasi, V., & de Fatima Bitencourt, M. (2014). Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 140-150.
- Fodor, R. V., Corwin, C., & Sial, A. N. (1985). Crustal signatures in the Serra Geral flood-basalt province, southern Brazil: O-and Sr-isotope evidence. *Geology*, 13(11), 763-765.
- Forsyth, D., & Uyeda, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal International*, 43(1), 163-200.
- Foulger, G. R. (2007). The “plate” model for the genesis of melting anomalies. *Geological Society of America Special Papers*, 430, 1-28.
- Foulger, G. R. (2011). Plates vs plumes: a geological controversy. John Wiley & Sons.
- Foulger, G. R., Natland, J. H., & Anderson, D. L. (2005). Genesis of the Iceland melt anomaly by plate tectonic processes. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 595-625.
- Fragoso-Cesar, A. R. S. (1980). O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 31, pp. 2879-2892). SBG Anais, Camboriú.
- Fúlfaro, V. J., Saad, A. R., Santos, M. D., & Vianna, R. B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 12(4), 590-610.

- Garland, F., Hawkesworth, C. J., & Mantovani, M. S. M. (1995). Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36(5), 1193-1227.
- Gudmundsson, A. (1984). Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma chambers. *Bulletin Volcanologique*, 47(3), 537-550.
- Gudmundsson, A. (1990). Dyke emplacement at divergent plate boundaries. *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, 47-62.
- Hasui, Y. (1975). Evolução polifásica do precambriano a oeste de São Paulo. *Boletim IG*, 6, 95-108. Hawkesworth et al., 1988
- Hawkesworth, C., Mantovani, M., & Peate, D. (1988). Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism. *Journal of Petrology*, (1), 205-223.
- Herz, N. (1977). Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 101-112.
- Hofmeister, A. M. (1999). Mantle values of thermal conductivity and the geotherm from phonon lifetimes. *Science*, 283(5408), 1699-1706.
- Hooper, P. R. (2000). Flood basalt provinces. *Encyclopedia of Volcanoes*, 345-359.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Jacques, P. D., Machado, R., & Nummer, A. R. (2016). Análise Estrutural da Formação Serra Geral na Porção Centro-Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. *Geociências (São Paulo)*, 34(3), 390-401.
- Janasi, V.A., Freitas, V. A., & Heaman, L. H. (2011). The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1), 147-153.
- Janasi, V. A., Montanheiro, T. J., Dantas, F. A., Reis, P. M., Freitas, V. A., & Yamamoto, J. K. (2005). Aspectos geológicos, petrográficos e químicos do vulcanismo ácido da Bacia do Paraná na região de Piraju-Ourinhos (SP). *SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 3.
- Jelinek, A. R., Bastos Neto, A. C., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. (2005). SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*. 77(1): 125-135.
- Jerram, D., Mountney, N., Holzförster, F., & Stollhofen, H. (1999). Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*, 28(4), 393-418.
- Jones, A. P. (2005). Meteorite impacts as triggers to large igneous provinces. *Elements*, 1(5), 277-281.
- Kaula, W. M. (1983). Minimal upper mantle temperature variations consistent with observed heat flow and plate velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10323-10332.
- Kawashita, K. (1972). Método Rb-Sr em rochas sedimentares: aplicação para as Bacias do Paraná e do Amazonas (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Larson, R. L. (1991). Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19(6), 547-550.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., De Sousa, M. A., Civetta, L., Atalla, L., & Innocenti, F. (1985). Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26(1), 187-209.

- Mantovani MSM, Peate DW, Hawkesworth CJ (1988) Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (eds) The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. IAG-USP press: 15-24
- Mantovani, M. S. M., & Hawkesworth, C. J. (1990). An inversion approach to assimilation and fractional crystallisation processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(3), 289-302.
- Marques LS, Piccirillo EM, Melfi AJ, Comin-Chiaramonti P, Bellieni G (1988) Geochemistry and REE distribution of flood basalt - rhyolite suites from the Paraná basin (Brazil) (abstract). Geochemical evolution of the continental crust conference, Poços de Caldas, Brazil: 70-79
- Marques, L. S. (2001). Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná (Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.).
- Marques, A., Zanotto, O. A., França, A. B., Astolfi, M. A. M., & Paula, O. B. (1993). Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Relatório Interno PETROBRAS, Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná.
- Marques, L.S., Babinski, M. & Ruiz, I.R., 2003. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. *In: IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. Short Papers, Salvador, Brasil*, p.: 605-608.
- Marsh, B. D. (2000). Magma chambers. *Encyclopedia of volcanoes*, 1, 191-206.
- Marsh, J. S., Ewart, A., Milner, S. C., Duncan, A. R., & Miller, R. M. (2001). The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62(6), 464-486.
- Marteletto N. S. (2014). Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do enxame de diques de Florianópolis, província magmática Paraná-etendeka. Trabalho de Conclusão de curso. Instituto de Geociências – São Paulo, 70p.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618.
- McHone, J. G. (2000). Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316(3), 287-296.
- McKenzie, D., & Bickle, M. J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of petrology*, 29(3), 625-679.
- Milani, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental (Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.).
- Milani, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 265-279.
- Milani, E. J., Melo, J. H. G., Souza, P.A., Fernandes, L. A., França, A. B., (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 15(2): 265-287
- Miyashiro, A., & Shido, F. (1975). Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *American Journal of Science*, 275(3), 265-277.
- Mizusaki, A. M. P., & Thomaz Filho, A. (2004). O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. SBGSP, 1a ed., Editora Beca, 281-291.
- Mohriak, W. U., Szatmari, P., & Anjos, S. (2012). Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 131-158.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42 – 43.

- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Brazilian Journal of Geology*, 29, 441-446.
- Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1), 1-37.
- Nardy, A. J. R., Machado, F. B., & de Oliveira, M. A. F. (2008). As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 178-195.
- Nardy, A. (1995). Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná. 1995. 316 f (Doctoral dissertation, Tese (Doutorado em Geociências)–Instituto de Geociências e Exatas, IGCE-UNESP, Rio Claro).
- Nardy, A.J.R., (1996). Geologia e petrologia das rochas vulcânicas mesozóicas da região central da Bacia do Paraná. Doctoral Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brazil, 316 pp.
- Navarro, M. S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C. B., & Girardi, V. A. (2008). The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP- MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(2), 167-180.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S., & Shukowsky, W. (1990). Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, 18(12), 1223-1226.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism, 217-245.
- Peate, D. W., Mantovani, M. S. M., & Hawkesworth, C. J. (1988). Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. *Rev Bras Geocienc*, 18, 212-221.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., & Mantovani, M. S. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1), 119-139.
- Peate, D. W., & Hawkesworth, C. J. (1996). Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology*, 127(1-3), 1-24.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Rogers, N.W., Turner, S.P., (1999). Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of ‘Dupal’-Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*, 40(3): 451–473.
- Pellerin, J. R. G. M., Tomazzoli, E. R., Bauzys, F., Bini, G. M. P., Égas, H. M., & Wilvert, S. R. (2011). Mapeamento Geológico-Geomorfológico do Setor Norte da Ilha de Santa Catarina. *Revista de Geografia (Recife)*, 27(1), 248-261.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., & Peccerillo, A. (2005). PetroGraph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).
- Petrini, R., Civetta, L., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., & Melfi, A. J. (1987). Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr–Nd isotope and geochemical evidence. *Journal of Petrology*, 28(4), 701-726.
- Philipp, R. P., Mallmann, G., Bitencourt, M. D. F., Souza, E. R., Souza, M. M. A., Liz, J. D., ... & Rivera, C. B. (2004). Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1), 21-34.
- Piccirillo, E. M., Raposo, M. I. B., & Melfi, A. J. (2011). Bimodal Fissural Volcanic Suites From the Paraná Basin (Brazil): K Ar Age, Sr-Isotopes and Geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1), 53-69.

- Piccirillo, E. M., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L. S., ... & Stolfi, D. (1988). Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In *Continental flood basalts* (pp. 195-238). Springer Netherlands.
- Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A. J., ... & De Min, A. (1990). Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, 89(1-2), 19-48.
- Pirajno, F. (2012). *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer Science & Business Media.
- Pollard, D.D., Muller, O.H., and Dockstader, D.R., 1975, The form and growth of fingered sheet intrusions: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 351-363.
- Raposo, M. I. B., Ernesto, M., & Renne, P. R. (1998). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(4), 275-290.
- Rayleigh, L. (1896). L. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 42(259), 493-498.
- Reches, Z. E., & Fink, J. H. (1988). The mechanism of intrusion of the Inyo dike, Long Valley Caldera, California. *Journal of Geophysical Research*.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Fe, G., & Piccirillo, E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2), 199-211.
- Richter, F. M. (1973). Dynamical models for sea floor spreading. *Reviews of Geophysics*, 11(2), 223-287.
- Rickwood, P. C. (1990). The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Balkema, Rotterdam, 81, 100.
- Rocha-Júnior, E.R.V., Marques, L.S., Babinski, M., Nardy, A.J.R., Figueiredo, A.M.G., Machado, F.B., 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 46(0): 9-25.
- Santos, E.L., Silva, L.C., Orlandi Filho, V.O., Coutinho, M., Roisenberg, A., Ramalho, R., Hartmann, L.H. (1984). Os escudos Rio-grandense e Catarinense, e a Bacia do Paraná. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G.R., Azmus, H.E. (eds.) *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área continental adjacentes incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, 331-335.
- Sato, K., Basei, M. A. S., Júnior, O. S., Sproesser, W. M., & Passarelli, C. R. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGGeo-IGC/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP. Série Científica*, 8(2), 76-99.
- Saunders, A. D. (2005). Large igneous provinces: origin and environmental consequences. *Elements*, 1(5), 259-263.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R., Gresse, P., Scheepers, R., (1997). U-Pb (SHRIMP) isotopic constraints for the evolution of Southern Brazilian Granitic Province and some correlated South African, Pan African plutons. In: 2nd International Sym-posium on Granites and associated Mineralisations, Salvador, pp. 276-277 (extended ab-stract).
- Silva, L.C., (1999). *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-africano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 243p.

- Sleep, N. H. (1990). Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B5), 6715-6736.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., & Mantovani, M. (1996). 3-D, 40 Ar/39 Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1), 95-109.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., ... & Kunimaru, T. (2000). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3), 279-281.
- Taylor, H. P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on 18O/16O and 87Sr/86Sr systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(2), 243-254.
- Thiede, D. S., & Vasconcelos, P. M. (2010). Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. *Geology*, 38(8), 747-750.
- Tomazzoli, E.R. & Lima, E.F., 2006. Magmatismo ácido na Ilha do Arvoredo-SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 61-80.
- Tomazzoli, E.R. & Pellerin, J.R.G.M., 2008. O Enxame de Diques de Florianópolis na Ilha de Santa Catarina (SC): Mapa Geológico. In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu.
- Tomba, C. L. B. (2012). Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do sul-sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. & Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar/39Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4): 333-348.
- Valente, S.C., Corval, A., Duarte, B.P., Ellam, R.M., Fallick, A.E., Meighan, I.G. & Dutra, T. (2007). Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 194-201.
- Verhoogen, J. (1973). Possible temperatures in the oceanic upper mantle and the formation of magma. *Geological Society of America Bulletin*, 84(2), 515-522.
- Wang, W., Takahashi, E., & Sueno, S. (1998). Geochemical properties of lithospheric mantle beneath the Sino-Korea craton; evidence from garnet xenocrysts and diamond inclusions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107(1), 249-260.
- White, R., & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7685-7729.
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863-870.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Conceição, J. D. J., Neto, E. S., & Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. Interior cratonic basins, 51, 681-708.
- Zalán, P.V., Severino, M.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A., Vianna, A.R. (2011). An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil, AAPG Annual Convention and Exhibition Abstracts Volume CDROM. AAPG, Houston, Texas, USA
- Zhang, Y. S., & Tanimoto, T. (1992). Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps. *Nature*, 355(6355), 45.

ANEXOS

ANEXO 1 - Resumo da metodologia aplicada a cada amostra

Amostras	Características de campo	M. Ótica	Geoquímica		Química Mineral	MEV	DRX
			Elemental	Isotópica			
V-08a	Dique de microgabro pouco espesso	x	x				
V-09a	Dique de microgabro muito espesso	x	x				
V-09b	Dique de microgabro muito espesso	x				x	
V-07b	Dique composto - borda SE de microgabro	x	x				
V-07c1	Dique composto - centro de dacito porfirítico	x	x	x	x	x	
V-07c2	Dique composto - centro de dacito porfirítico	x		x			
V-07i	Dique composto - borda de microgabro	x					
V-07ii	Dique composto - borda de microgabro						
V-07iii	Dique composto - borda de microgabro	x					
V-07iv	Dique composto - borda NW de microgabro	x	x				
V-10a	Dique de microgabro, pouco espesso - posterior	x	x	x		x	
V-10b	Dique de microgabro, pouco espesso - posterior		x				
V-10b1	Dique de microgabro muito espesso - anterior	x	x	x		x	
V-10c1	Enclave microgranular máfico (com olivina)	x					
V-10c2	Enclave microgranular máfico (com olivina)	x	x	x	x		
V-27a	Dique de microgabro muito espesso	x	x			x	
V-30	Dique de microgabro muito espesso	x	x				
V-31a	Granito Ilha						
V-31b	Dique de microgabro, paralelo à estrada	x	x				
V-31c	Dique de microgabro, pouco espesso - alterado	x	x				
V-31d	Encaixante granítica - fácies sub-vulcânica	x	x				
V-31e	Equivalente ao V-31C	x	x				
V-31f	equivalente ao V-31d						
V-31f1	equiv ao V-31D, com enclaves	x					
V-31g	Dique de microgabro, pouco espesso	x	x				
V-31h	Dique de microgabro, pouco espesso (anterior ao 31g)	x	x				
V-31i	Diques de microgabro de espessura fina - presença de vidro	x					
V-31j	Enclaves sin plutonicos	x	x				

ANEXO 1 - Resumo da metodologia aplicada a cada amostra

Amostras	Características de campo	M. Ótica	Geoquímica		Química Mineral	MEV	DRX
			Elemental	Isotópica			
V-32a	Dique de microgabro pouco espesso - posterior (equivalente ao V-10)						
V-32b	Dique de microgabro muito espesso - anterior (equivalente ao V-10)						
V-33	Dique de microgabro muito espesso						
C-01c	Dique de microgabro muito espesso	x					
C-01d	Dique de microgabro muito espesso	x	x				
C-01e	Dique de microgabro - porção de granulação fina	x					
C-01f	Dique de microgabro, muito espesso	x	x				
C-01g	Dique de microgabro, muito espesso (POSSUI XENÓLITOS DO GRANITO)	x	x	x	x	x	
C-01h	Dique de microgabro, muito espesso	x	x	x	x	x	
C-40a/b/c/d	Diques félsicos/máficos - sinplutônicos	x					
C-18d	Dique de microgabro, muito espesso	x	x				
C-41	Biotita granito (com muscovita), com enclave félsico						
C-42	Dique porfirítico félsico (enclaves decimétricos esparsos)						
C-43a	Granito encaixante						
C-43b	Dique de microgabro, muito espesso	x	x				
C-44	Bloco de dique de dacito porfirítico	x	x				
E-01a	Dique de microgabro muito espesso	x	x				
E-01b	Granito encaixante	x					
E-01e	Dique de microgabro interrompido (mais novo?)						
E-01f	Dique de microgabro pouco espesso	x	x				
E-01g	Dique pouco espesso/fratura						
E-02a	Dique de dacito porfirítico (com xenólitos graníticos e xenocritais)	x	x		x	x	
E-02b	Bloco de rocha de aspecto sub-vulcânico (fácies do gr. Ilha) com xenólitos idênticos ao granito encaixante						
E-02c	Rocha de aspecto sub-vulcânico - fácies do gr. Ilha	x	x				

ANEXO 1 - Resumo da metodologia aplicada a cada amostra

Amostras	Características de campo	M. Ótica	Geoquímica		Química Mineral	MEV	DRX
			Elemental	Isotópica			
E-02d	Granito encaixante	x	x				
E-02e	Rocha alterada, semelhante à E-02c						
E-02g	Dique de dacito porfirítico (com xenólitos)						
E-02h	Dique de dacito porfirítico (sem xenólitos aparentes)	x	x	x			x
E-03	Granito encaixante						
E-05	Rocha de aspecto sub-vulcânico, com megacrístais de quartzo e kfs (fácies do Gr. Ilha)	x					
E-06	Granito encaixante						
E-07	Dique de microgabro - amostra alterada (intemperizada)	x					
E-08	Blocos de microgabro - amostra alterada (intemperizada)						
E-09	Blocos de microgabro - amostra alterada (intemperizada)	x					
E-10a	Borda do dique de microgabro do pto 07 - alterada (intemperizada)	x					
E-10b	Blocos de microgabro na praia - amostra alterada (intemperizada)	x					
E-10c	Brecha magmática ou hidrotermal no interior da E-10a - alterada (intemperizada)	x					x
E-10d	Brecha magmática ou hidrotermal no interior da E-10a - alterada (intemperizada)	x					x
E-11A	Dique máfico muito espesso (Borda) (Andesito)	x	x				
E-11B	Dique de dacito equigranular (Núcleo)	x	x				
E-12	Blocos de microgabro na praia						
E-13	Dique de dacito porfirítico	x	x	x			x
E-14	Dique de microgabro	x	x				
E-16	Dique de dacito porfirítico	x	x				x
E-16B	Dique de microgabro pouco espesso	x	x				
E-18	Bloco de rocha félsica (ocorrência)						
E-19	Dique de microgabro	x	x				
E-20	Bloco de granito fino						
E-21	Dique de microgabro	x	x				

ANEXO 1 - Resumo da metodologia aplicada a cada amostra

Amostras	Características de campo	M. Ótica	Geoquímica		Química Mineral	MEV	DRX
			Elemental	Isotópica			
E-22	Blocos do dique de dacito/brechas						x
E-23a	Dique de microgabro	x	x				
E-23b	Dique de dacito porfirítico - continuação do ponto E-02	x	x				
E-24	Dique de microgabro	x					
E-25	Granito Ilha						

ANEXO 2 - Tabela de pontos, medidas estruturais e características de campo

Amostras	Coordenadas UTM		Direção	Características de campo
	E	N		
V-08a	756591	6965875	N80E	Dique de microgabro pouco espesso
V-09a	756625	6965829	N20E	Dique de microgabro muito espesso
V-09b	756625	6965829	N20E	Dique de microgabro muito espesso
V-07b	756551	6965965	N20E	Dique composto - borda SE de microgabro
V-07c1	756551	6965965	N20E	Dique composto - centro de dacito porfirítico
V-07c2	756551	6965965	N20E	Dique composto - centro de dacito porfirítico
V-07i				Dique composto - borda de microgabro
V-07ii				Dique composto - borda de microgabro
V-07iii	756551	6965965	N20E	Dique composto - borda de microgabro
V-07iv	756551	6965965		Dique composto - borda NW de microgabro
V-10a	756673	6965732	N60E	Dique de microgabro, pouco espesso - posterior
V-10b	756673	6965732	N60E	Dique de microgabro, pouco espesso - posterior
V-10b1	756673	6965732	N40W	Dique de microgabro muito espesso - anterior
V-10c1	756673	6965732		Enclave microgranular máfico (com olivina)
V-10c2	756673	6965732		Enclave microgranular máfico (com olivina)
V-27a	755227	6961902	N20E	Dique de microgabro muito espesso
V-30	728106	6919287	N16E	Dique de microgabro muito espesso
V-31a	754870	6961534		Granito Ilha
V-31b	754920	6961584	N35E	Dique de microgabro, paralelo à estrada
V-31c	754970	6961634	N30W	Dique de microgabro, pouco espesso - alterado
V-31d	755020	6961684		Encaixante granítica - fácies sub-vulcânica
V-31e	754841	6961493		Equivalente ao V-31C
V-31f	754841	6961493		equivalente ao V-31d
V-31f1	754841	6961493		equiv ao V-31D, com enclaves
V-31g	754841	6961493	N25W	Dique de microgabro, pouco espesso
V-31h	754841	6961493	N10W	Dique de microgabro, pouco espesso (anterior ao 31g)
V-31i	755031	6961725		Diques de microgabro de espessura fina - presença de vidro
V-31j	755031	6961725		Enclaves sin plutônicos
V-32a	756686	6965732		Dique de microgabro pouco espesso - posterior (equivalente ao V-10)

ANEXO 2 - Tabela de pontos, medidas estruturais e características de campo

Amostras	Coordenadas UTM		Direção	Características de campo
	E	N		
V-32b	756686	6965732		Dique de microgabro muito espesso - anterior (equivalente ao V-10)
V-33	756607	6965846		Dique de microgabro muito espesso
C-01c	759551	6958625	N25E	Dique de microgabro muito espesso
C-01d	759551	6958625	N17E	Dique de microgabro muito espesso
C-01e				Dique de microgabro - porção de granulação fina
C-01f	759294	6959089	N05E	Dique de microgabro, muito espesso
C-01g	759294	6959089	N17E	Dique de microgabro, muito espesso (POSSUI XENÓLITOS DO GRANITO)
C-01h	759294	6959089	N25E	Dique de microgabro, muito espesso
C-40a/b/c/d	759547	6958665	N20W	Diques félsicos/máficos - sinplutônicos
C-18d	759519	6958510	N30E	Dique de microgabro, muito espesso
C-41	759266	6957626		Biotita granito (com muscovita), com enclave félsico
C-42	759044	6957514	N-S	Dique porfirítico félsico (enclaves decimétricos esparsos)
C-43a	759097	6957507		Granito encaixante
C-43b	759097	6957507	N10E	Dique de microgabro, muito espesso
C-44	756551	6965965		Bloco de dique de dacito porfirítico
E-01a	755334	6962210	N35E	Dique de microgabro muito espesso
E-01b	755334	6962210		Granito encaixante
E-01e	755334	6962210	N65W	Dique de microgabro interrompido (mais novo?)
E-01f	755334	6962210	N-S/49W	Dique de microgabro pouco espesso
E-01g	755334	6962210	N50W/73NE	Dique pouco espesso/fratura
E-02a	750096	6962141		Dique de dacito porfirítico (com xenólitos graníticos e xenocritais)
E-02b	750096	6962141		Bloco de rocha de aspecto sub-vulcânico (fácies do gr. Ilha) com xenólitos idênticos ao granito encaixante
E-02c	750096	6962141		Rocha de aspecto sub-vulcânico - fácies do gr. Ilha
E-02d	750096	6962141		Granito encaixante
E-02e	750096	6962141		Rocha alterada, semelhante à E-02c

ANEXO 2 - Tabela de pontos, medidas estruturais e características de campo

Amostras	Coordenadas UTM		Direção	Características de campo
	E	N		
E-02g	750096	6962141	N20W	Dique de dacito porfirítico (com xenólitos)
E-02h	750096	6962141	N20W	Dique de dacito porfirítico (sem xenólitos aparentes)
E-03	749975	6962216		Granito encaixante
E-05	755300	6963693		Rocha de aspecto sub-vulcânico, com megacristais de quartzo e kfs (fácies do Gr. Ilha)
E-06	755407	6963789		Granito encaixante
E-07	753646	6967576	N05E	Dique de microgabro - amostra alterada (intemperizada)
E-08	753575	6967392		Blocos de microgabro - amostra alterada (intemperizada)
E-09	753590	6967367		Blocos de microgabro - amostra alterada (intemperizada)
E-10a	753614	6967348	N20E	Borda do dique de microgabro do pto 07 - alterada (intemperizada)
E-10b	753614	6967348		Blocos de microgabro na praia - amostra alterada (intemperizada)
E-10c	753614	6967348		Brecha magmática ou hidrotermal no interior da E-10a - alterada (intemperizada)
E-10d				Brecha magmática ou hidrotermal no interior da E-10a - alterada (intemperizada)
E-11A	754211	6968054	N25E	Dique máfico muito espesso (Borda) (Andesito)
E-11B	754211	6968054	N25E	Dique de dacito equigranular (Núcleo)
E-12	755763	6967508	N-S	Blocos de microgabro na praia
E-13	753371	6961100	N10E	Dique de dacito porfirítico
E-14	750746	6959032	~N70E	Dique de microgabro
E-16	750439	6957282	~N20E	Dique de dacito porfirítico
E-16B	750520	6957244	N20W	Dique de microgabro pouco espesso
E-18	748896	6954606		Bloco de rocha félsica (ocorrência)
E-19	753410	6957305	N30W	Dique de microgabro
E-20	753479	6957231		Bloco de granito fino
E-21	755188	6968273	N25E	Dique de microgabro
E-22	749871	6962556		Blocos do dique de dacito/brechas
E-23a	750022	6962458		Dique de microgabro

ANEXO 2 - Tabela de pontos, medidas estruturais e características de campo

Amostras	Coordenadas UTM		Direção	Características de campo
	E	N		
E-23b	750022	6962458	N20E	Dique de dacito porfirítico - continuação do ponto E-02
E-24	755241	6962008		Dique de microgabro
E-25	749492	6958491		Granito Ilha

Anexo 3 - Análises de Difração de Raios-X, em material proveniente de autobrecha: Locais amostrados e difratogramas / Difratograma de amostra de dacito

Amostra E-10C

- 1-) 10c-c-07
- 2-) 10c-m-08

- 3-) 10c-c-04
- 4-) 10c-c-06
- 5-) 10c-c-03

- 6-) 10c-m-02
- 7-) 10c-c-01
- 8-) 10c-m-05

Amostra E-16- Dacito

Anexo 4 – Detalhamento da delimitação de estruturas para o cálculo de dilatação crustal, através da utilização de ortofotos

Figura 1 – Delimitação da área total – traço de retas auxiliares no software ArcMap.

Imagens a seguir são detalhamentos de costões, mostrando o detalhe de delimitação dos corpos.

ANEXO 5 - Resultados de análises químicas de rochas subvulcânicas da região norte da Ilha de Santa Catarina, obtidas por FRX

		Microgabro ASr-P																		
		V-08a	V-09a	V-10a	V-10b	V-27a	C-01f	C-01g	C-18d	C-43b	V-30	V-31b	V-31h	V-31j	E-01f	E-14	E-19	E-21	E-24a	
Elementos maiores	SiO ₂	50,91	51,54	50,81	50,42	52,23	52,05	51,59	51,52	51,72	50,85	50,28	50,76	51,75	50,44	51,26	51,31	51,43	51,33	52,13
	TiO ₂	3,99	3,85	3,70	3,79	3,48	3,66	3,56	3,83	3,66	3,91	4,09	4,06	3,82	4,02	3,74	3,96	4,01	3,85	3,58
	Al ₂ O ₃	12,48	12,40	12,58	12,73	12,59	13,00	13,35	12,88	13,31	12,92	12,70	12,94	12,95	12,83	12,94	12,86	12,91	12,90	12,80
	Fe ₂ O ₃	13,43	13,02	13,14	12,85	13,00	12,88	12,85	13,44	13,05	13,35	13,73	13,54	13,38	13,68	13,37	13,16	13,31	13,05	13,22
	MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,17	0,19	0,16	0,17	0,17	0,16	0,17
	MgO	4,28	4,22	4,44	4,91	3,65	4,14	4,20	4,00	4,44	4,02	4,04	4,31	4,36	4,33	3,68	4,45	4,49	4,14	3,94
	CaO	7,87	7,70	7,53	8,58	7,15	7,82	8,19	7,77	8,34	7,42	7,58	7,43	7,85	7,91	6,41	7,96	8,02	7,86	7,48
	Na ₂ O	2,45	2,74	2,84	2,51	2,75	3,01	2,75	2,79	2,91	2,87	2,73	2,83	2,75	2,59	3,08	2,57	2,60	2,63	2,98
	K ₂ O	2,02	1,89	1,79	1,63	2,04	1,84	1,87	1,89	1,63	1,99	2,19	1,81	1,70	1,97	2,57	1,69	1,70	1,74	2,06
	P ₂ O ₅	0,55	0,52	0,50	0,47	0,59	0,56	0,53	0,56	0,51	0,59	0,60	0,57	0,52	0,57	0,63	0,49	0,50	0,52	0,58
Elementos traço	Loi	0,66	0,57	1,21	0,67	1,04	< 0,01	0,04	0,26	0,26	0,72	0,66	0,62	0,00	0,68	0,72	0,40	0,32	0,58	0,61
	Ba	621	579	483	460	578	612	557	589	468	597	615	612	567	616	811	504	490	431	614
	Ce	80	109	74	66	83	101	81	87	71	92	108	103	93	104	106	96	94	93	103
	Co	38	35	42	34	31	34	33	35	38	37	38	37	35	38	33	34	34	35	32
	Cr	57	56	44	83	37	23	26	17	31	< 13	22	47	53	44	< 13	54	56	25	31
	Cu	193	183	179	166	196	181	174	179	161	166	188	183	176	185	191	169	168	178	191
	Ga	24	23	21	24	23	26	25	25	26	25	26	24	25	25	27	24	25	24	25
	La	42	33	33	40	47	45	38	46	38	43	48	45	42	46	50	45	39	38	53
	Nb	29	27	26	24	28	26	23	28	23	28	29	30	26	30	29	24	24	26	27
	Nd	51	71	47	33	66	53	39	47	38	53	60	54	50	61	60	53	50	54	52
	Ni	61	59	60	75	48	42	47	47	50	49	56	62	62	63	35	67	68	59	52
	Pb	21	19	43	14	20	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	15	14	13	12	14	11	18	12
	Rb	153	42	60	37	63	39	40	48	32	42	130	79	38	69	103	37	37	47	44
	Sc	28	27	25	27	25	25	25	26	27	25	27	28	27	26	23	28	25	26	25
	Sr	730	671	638	718	637	673	694	729	685	779	714	715	664	726	829	681	681	664	682
	Th	14	15	13	13	13	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	13	14	15	14	17	13	13	15
	U	9	11	8	9	9	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	13	13	14	14	14	12	12	13
	V	348	355	322	335	313	323	315	337	319	334	350	352	324	343	318	313	312	328	297
	Y	37	38	36	33	41	38	35	36	35	48	40	45	39	40	41	40	39	45	41
	Zn	128	118	143	107	135	119	130	126	113	119	121	131	122	165	127	102	105	134	110
	Zr	325	299	286	263	324	303	289	306	283	322	330	325	295	321	361	282	283	299	323

ANEXO 5 - Resultados de análises químicas de rochas subvulcânicas da região norte da Ilha de Santa Catarina, obtidas por FRX

		Microgabro ISr-P			Microgabro ISr-AP				Enclave máfico	Microgabro BSi-ISr-AP			Dacito							
		C-01d	V-10b1	C-01h	V-07iii	V-07iv	E-01a	E-23a	V-10c	V-31c	V-31e	V-31g	V-07c	C-44	E-02a	E-02h	E-13	E-16	E-23b	
Elementos maiores	SiO ₂	49,89	51,29	50,17	50,76	50,30	52,22	49,17	48,92	46,84	46,27	46,72	46,63	65,63	65,58	67,95	65,70	66,56	65,61	65,70
	TiO ₂	3,27	3,26	3,16	3,51	3,54	3,55	4,11	2,85	2,76	2,76	2,61	2,60	1,34	1,36	1,20	1,41	1,34	1,32	1,37
	Al ₂ O ₃	12,79	12,29	13,66	13,12	13,10	12,86	12,50	10,38	15,16	14,89	15,26	15,16	12,79	13,19	12,70	13,43	13,33	13,21	13,31
	Fe ₂ O ₃	14,73	14,80	14,43	14,18	14,29	14,09	15,44	12,52	13,60	13,53	13,24	13,20	6,24	6,45	5,88	6,44	6,33	6,24	6,69
	MnO	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,21	0,16	0,20	0,20	0,22	0,22	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,16
	MgO	4,73	4,01	4,42	4,31	4,44	3,89	4,37	10,64	5,94	5,79	5,99	5,96	1,12	1,07	1,20	0,94	1,12	1,09	1,15
	CaO	8,58	7,75	8,63	7,84	7,88	7,30	7,29	8,41	8,58	8,83	8,98	8,96	2,52	2,74	2,53	2,63	2,34	2,34	3,04
	Na ₂ O	2,68	2,82	2,89	2,73	2,64	2,75	2,64	2,71	2,57	2,29	2,19	2,18	3,46	3,71	3,32	3,48	3,69	3,52	3,54
	K ₂ O	1,33	1,57	1,37	1,63	1,72	2,10	1,80	1,47	1,15	1,32	1,18	1,18	4,43	4,42	4,18	4,09	4,49	4,43	4,04
	P ₂ O ₅	0,36	0,42	0,39	0,56	0,54	0,56	0,64	0,35	0,59	0,58	0,54	0,54	0,36	0,38	0,31	0,41	0,35	0,35	0,39
Elementos traço	Loi	0,08	0,20	0,22	0,29	0,21	0,00	0,86	0,22	2,31	2,13	2,27	2,44	0,70	0,46	0,83	0,71	0,77	0,70	0,38
	Ba	390	385	378	454	440	581	458	532	326	347	432	430	1032	808	740	946	1034	1043	997
	Ce	51	59	68	96	92	97	92	67	42	70	46	52	152	122	128	180	180	157	153
	Co	37	44	36	35	37	32	35	52	46	44	46	44	< 6	16	< 6	< 6	< 6	6	< 6
	Cr	71	< 13	41	41	44	< 13	< 13	556	69	69	74	75	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
	Cu	148	159	131	133	139	164	203	320	18	22	26	26	9	40	24	12	11	10	11
	Ga	24	20	25	24	25	25	26	18	20	20	20	19	24	20	22	25	23	22	24
	La	34	< 28	27	39	40	45	46	30	< 28	< 28	< 28	< 28	80	59	69	82	82	84	80
	Nb	20	23	20	27	26	28	27	21	12	13	12	13	46	27	40	54	48	47	52
	Nd	31	27	42	51	53	50	54	33	29	40	28	31	78	54	58	88	81	73	74
	Ni	60	31	51	46	56	34	46	416	49	47	52	52	4	10	7	< 5	< 5	< 5	< 5
	Pb	22	22	14	16	15	14	13	11	< 4	4	9	12	16	51	15	11	16	16	10
	Rb	33	50	32	65	72	54	61	26	224	241	164	164	146	76	156	111	134	134	103
	Sc	30	31	31	26	28	28	29	26	33	34	34	34	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
	Sr	509	415	544	531	513	495	434	565	421	420	409	411	357	393	276	342	328	347	370
	Th	10	9	< 7	16	15	14	15	11	< 7	< 7	< 7	8	14	8	14	13	16	15	13
	U	10	8	< 3	13	13	12	13	9	< 3	12	10	11	7	< 3	8	9	10	9	9
	V	462	422	407	398	396	380	458	264	278	272	259	258	40	112	49	26	34	29	25
	Y	33	41	33	38	38	40	46	29	38	37	39	39	52	36	58	66	57	56	65
	Zn	128	131	129	127	125	124	132	110	112	131	154	153	106	91	94	129	118	114	116
	Zr	222	261	221	271	274	296	291	234	227	233	232	233	535	340	465	640	550	543	627

ANEXO 5 - Resultados de análises químicas de rochas subvulcânicas da região norte da Ilha de Santa Catarina, obtidas por FRX

		Andesito*		Dacito*	Granito Ilha		
		E-11a		E-11b	V-31d	E-02c	V-07a
Elementos maiores	SiO ₂	56,51	56,42	62,22	76,63	76,78	76,46
	TiO ₂	1,41	1,40	1,22	0,05	0,12	0,12
	Al ₂ O ₃	12,62	12,64	12,31	12,41	11,77	11,74
	Fe ₂ O ₃	12,52	12,52	9,70	1,07	1,61	1,43
	MnO	0,19	0,19	0,16	0,05	0,03	0,02
	MgO	3,29	3,27	1,43	0,11	0,01	0,08
	CaO	6,30	6,32	3,58	0,48	0,59	0,43
	Na ₂ O	2,98	2,97	3,83	3,77	3,01	3,19
	K ₂ O	1,94	1,94	2,86	4,42	5,19	5,09
	P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,39	0,01	0,01	0,02
	Loi	0,78	0,85	0,83	0,50	0,24	0,60
	Ba	398	384	542	46	309	200,2
	Ce	56	55	82	31	181	159,5
Elementos traço	Co	31	29	17	< 6	< 6	< 6
	Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
	Cu	174	174	145	< 5	< 5	< 5
	Ga	20	20	19	20	16	16,8
	La	37	25	39	< 28	96	77,4
	Nb	16	16	22	24	13	13,7
	Nd	31	33	41	16	59	52,1
	Ni	19	18	< 5	< 5	< 5	< 5
	Pb	15	14	18	26	18	8
	Rb	84	85	129	428	172	243,4
	Sc	29	28	17	< 14	< 14	< 14
	Sr	177	178	113	10	16	28,3
	Th	14	14	16	30	21	27,4
	U	10	10	9	11	6	6,2
	V	249	250	54	< 9	< 9	11,7
	Y	48	48	61	81	33	53,8
	Zn	102	102	115	37	49	28,3
	Zr	215	214	297	92	214	167,4

ANEXO 5 - Resultados de análises químicas de rochas subvulcânicas da região norte da Ilha de Santa Catarina, obtidas por ICP-MS

	Microgabro ASr-P												Microgabro ISr-P			Enclave máfico
	V-08a	V-09a	V-10a	V-10b	V-27a	C-01f	C-01g	V-31b	E-01f	E-24a			C-01d	V-10b1	C-01h	V-10c
Rb	161	42	63	37	67	40	42	140	73	74	45	46	34	48	33	25
Sr	751	689	653	718	670	685	700	756	738	738	680	686	531	391	542	565
Y	36,3	38,8	36,0	31,7	41,2	36,8	34,5	41,4	39,1	39,4	39,8	39,8	32,3	37,1	31,6	28,0
Zr	335	306	282	207	320	97	228	356	322	325	327	302	196	97	203	242
Zr rx	325	299	286	263	324	303	289	330	321	321	323	323	222	261	221	234
Nb	35,5	29,7	30,7	27,6	33,9	27,8	25,1	28,2	28,4	33,1	30,9	31,0	23,5	23,4	19,6	25,0
Cs	8,85	1,24	2,47	1,94	1,98	1,80	2,68	1,75	1,77	1,78	0,95	0,97	2,17	2,75	2,90	0,61
Ba	595	582	475	435	602	617	562	648	619	623	629	640	381	355	388	482
La	48,41	46,63	42,16	34,68	50,16	42,81	38,82	51,70	47,64	47,89	46,97	47,70	30,46	31,25	28,95	31,90
Ce	105,92	102,50	92,20	77,97	102,80	92,13	84,64	111,88	102,49	102,97	101,22	102,49	69,27	69,69	64,82	69,27
Pr	11,71	11,17	10,15	9,81	13,30	11,89	11,09	14,50	13,19	13,31	12,94	13,14	8,53	9,01	8,47	8,71
Nd	57,14	55,04	50,45	44,42	56,22	51,10	47,25	60,70	54,84	55,10	54,46	55,21	39,94	39,90	37,79	37,76
Sm	12,16	11,81	10,88	9,87	12,37	10,93	10,12	12,68	11,57	11,61	11,72	11,98	8,98	9,03	8,33	8,31
Eu	3,60	3,48	3,26	3,05	3,72	3,36	3,19	3,85	3,57	3,61	3,51	3,60	2,75	2,65	2,63	2,64
Gd	10,33	10,38	9,51	8,49	11,09	9,90	9,31	11,08	10,19	10,47	10,19	10,52	7,81	8,22	7,86	7,26
Tb	1,54	1,55	1,44	1,31	1,58	1,40	1,33	1,61	1,45	1,47	1,48	1,50	1,25	1,32	1,17	1,12
Dy	8,14	8,40	7,65	6,87	8,46	7,53	7,13	8,69	7,83	7,87	8,01	8,14	6,94	7,32	6,50	5,94
Ho	1,52	1,55	1,46	1,26	1,61	1,47	1,40	1,70	1,52	1,56	1,59	1,61	1,33	1,44	1,32	1,10
Er	3,63	3,82	3,51	3,10	3,97	3,44	3,32	4,03	3,58	3,63	3,75	3,82	3,33	3,74	3,20	2,74
Tm	0,48	0,50	0,46	0,39	0,55	0,46	0,44	0,55	0,48	0,49	0,50	0,51	0,44	0,50	0,44	0,36
Yb	2,76	2,91	2,63	2,26	3,07	2,57	2,47	3,07	2,64	2,70	2,88	2,89	2,58	2,99	2,52	2,04
Lu	0,40	0,42	0,38	0,32	0,45	0,37	0,37	0,44	0,39	0,40	0,42	0,42	0,37	0,44	0,37	0,29
Hf	8,84	8,15	7,52	5,54	8,19	2,97	6,08	9,20	8,23	8,41	8,31	7,83	5,38	3,36	5,54	6,14
Pb	11,51	8,81	36,48	3,94	12,52	6,86	9,79	7,18	7,19	7,20	6,11	5,92	12,68	5,89	16,02	4,62
Th	4,89	4,83	4,29	3,18	5,36	4,11	3,85	5,22	4,74	4,83	4,97	5,10	3,29	3,66	3,24	3,21
U	1,08	0,99	0,88	0,72	1,10	0,70	0,77	1,10	0,99	1,00	0,97	0,97	0,77	0,77	0,78	0,71

ANEXO 5 - Resultados de análises químicas de rochas subvulcânicas da região norte da Ilha de Santa Catarina, obtidas por ICP-MS

	Microgabro BSi-ISr-AP		Dacito					Microgabro ISr-AP	Dacito*
	V-31c	V-31g	V-07c	C-44	E-02h	E-13	E-16	V-07iii	E-11b
Rb	231	166	226	141	122	139	140	67	134
Sr	442	415	535	388	372	335	358	543	120
Y	37,3	37,4	78,4	55,6	69,3	57,1	55,9	37,1	61,9
Zr	120	160	727	587	732	605	604	286	327
Zr rx	227	232	535	340	640	550	543	271	297
Nb	11,8	11,7	83,7	48,2	59,8	52,8	53,9	26,5	23,7
Cs	16,80	11,67	1,57	1,92	2,15	2,14	2,11	6,40	2,85
Ba	343	445	1560	1124	1047	1108	1104	475	578
La	23,48	22,99	114,83	85,87	88,66	82,25	81,04	42,10	45,33
Ce	54,78	52,75	203,38	180,34	189,62	173,00	171,51	91,26	94,76
Pr	7,53	7,15	30,18	22,07	24,07	21,11	20,97	11,91	11,78
Nd	34,37	31,97	112,81	88,53	98,26	83,98	82,20	49,70	47,24
Sm	7,89	7,44	14,74	16,62	19,45	16,17	15,95	10,24	10,65
Eu	2,78	2,57	3,48	3,85	4,91	3,65	3,72	3,13	2,41
Gd	7,97	7,54	10,89	13,74	16,57	13,04	12,89	9,08	10,95
Tb	1,21	1,15	1,69	2,05	2,51	1,95	1,96	1,33	1,84
Dy	7,03	6,74	9,56	11,44	14,14	10,89	10,87	7,38	11,22
Ho	1,48	1,46	1,90	2,35	2,90	2,28	2,24	1,49	2,53
Er	3,73	3,67	4,72	5,87	7,23	5,72	5,57	3,63	6,57
Tm	0,51	0,52	0,69	0,83	1,04	0,81	0,79	0,50	1,00
Yb	2,92	2,97	4,23	4,97	6,04	4,75	4,72	2,89	6,26
Lu	0,42	0,44	0,61	0,75	0,90	0,72	0,72	0,44	1,00
Hf	3,40	3,99	13,18	15,73	19,54	15,39	15,30	7,32	9,24
Pb	5,78	9,23	23,83	19,23	14,53	18,30	17,95	6,84	19,24
Th	1,50	1,52	18,48	16,20	12,09	15,09	14,81	4,90	13,80
U	0,26	0,29	2,80	3,76	2,72	3,36	3,33	1,14	3,44

Anexo 6 - Resultados de química mineral, obtidos por microsonda eletrônica

Clinopiroxênio - Augita

Análise	Microgabro A-Sr-P										Total
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
c01g-1.1	50,25	1,27	2,56	0,04	12,05	0,26	15,55	17,56	0,25		99,79
c01g-1.2	50,08	0,64	1,48	0,02	17,46	0,43	12,45	16,35	0,25	0,02	99,17
c01g-1.3	50,82	0,94	2,07	0,00	12,00	0,26	15,19	18,17	0,29	0,02	99,76
c01g-2.1	50,72	1,00	1,94	0,03	14,38	0,36	15,64	15,54	0,23	0,00	99,83
c01g-2.2	50,79	1,19	2,23	0,03	12,64	0,28	16,35	15,92	0,27	0,01	99,70
c01g-3.1	51,17	1,32	2,38	0,08	11,90	0,25	16,47	16,52	0,27		100,36
c01g-3.2	50,48	1,02	2,09	0,05	15,43	0,37	13,41	17,07	0,25		100,17
c01g-3.3	51,18	0,85	1,66	0,01	14,59	0,33	14,37	16,99	0,26		100,24
c01g-3.4	51,22	0,77	1,48	0,03	15,98	0,35	13,65	16,90	0,26	0,02	100,67
c01g-3.5	50,68	0,60	1,33	0,01	17,77	0,42	12,46	16,25	0,25	0,01	99,77
c01g-3.6	52,22	0,62	1,52		18,35	0,43	11,56	15,47	0,38	0,06	100,61
c01g-4.1	50,83	1,17	2,21		13,35	0,33	15,74	15,76	0,30	0,00	99,69
c01g-4.2	50,98	1,24	2,82	0,03	11,18	0,23	15,77	17,71	0,27		100,22
c01g-6.1	50,39	1,19	2,30	0,01	12,62	0,26	15,20	17,60	0,25		99,82
c01g-6.2	50,50	1,04	2,09	0,05	13,83	0,31	14,17	17,13	0,27		99,38
c01g-6.3	50,46	1,56	0,91	0,04	16,59	0,41	12,88	16,48	0,24	0,02	99,58
c01g-6.4	50,42	0,91	1,57	0,03	14,77	0,38	13,01	17,64	0,28	0,02	99,03
c01g-6.5	50,54	0,71	1,34	0,04	16,94	0,40	12,83	16,48	0,28		99,55
c01g-7.1	50,58	1,05	2,12	0,00	13,06	0,28	14,65	17,40	0,23	0,00	99,38
c01g-7.2	50,69	1,27	2,49	0,07	11,12	0,26	15,92	17,70	0,28		99,79

Anexo 6 - Resultados de química mineral, obtidos por microsonda eletrônica

Microgabro I-Sr-P											
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
c01h-1.1	50,75	1,1847	2,17	0,0018	13,76	0,3131	15,67	16,18	0,2488	0,0238	100,3022
c01h-1.2	50,88	0,9494	2,05	0,0109	12,97	0,3091	14,97	17,28	0,2565	0,0108	99,6867
c01h-1.3	50,25	0,7295	1,2826	0,0143	18,91	0,496	11,74	16,12	0,255		99,7974
c01h-1.4	51,28	0,7742	1,4656		15,59	0,3773	14,17	16,53	0,2537		100,4408
c01h-1.5	50,9	0,7838	1,6455	0,0054	15,83	0,3658	14,4	15,8	0,2656	0,0242	100,0203
c01h-2.1	50,49	0,8603	1,6151		15,73	0,4056	13,2	17,15	0,2162	0,0028	99,67
c01h-2.2	50,66	1,1081	2,11	0,0181	13,14	0,2918	14,96	17,02	0,2687	0,002	99,5787
c01h-2.3	50,42	1,2491	2,21		11,68	0,3085	14,76	18,61	0,3008	0,0149	99,5533
c01h-3.1	50,59	1,118	2,21		13,1	0,3276	15,45	16,5	0,2759	0,0096	99,5811
c01h-3.2	50,56	0,7741	1,7601	0,0739	15,8	0,4234	13,29	17,35	0,2465	0,0137	100,2917
c01h-4.1	51,19	0,9289	1,5725	0,0073	13,64	0,3528	16,17	15,63	0,217		99,7085
c01h-5.1	51,49	0,8625	1,5364		13,09	0,3074	16,37	15,93	0,2484		99,8347
c01h-5.2	50,98	0,8826	1,5642		14,22	0,355	15,54	15,89	0,2361		99,6679
c01h-6.1	50,75	1,2254	2,16		12,34	0,3258	15,34	16,89	0,2778	0,0082	99,3172
c01h-6.2	50,66	1,0231	2,3	0,0362	13,37	0,3532	14,06	17,7	0,3284		99,8309
c01h-8.1	50,82	1,1306	2,14	0,0091	12,79	0,2912	15,6	16,34	0,2695		99,3904
c01h-8.2	50,86	0,9222	1,97	0,0491	12,53	0,2814	15,4	17,18	0,2822	0,0171	99,492
c01h-8.3	50,73	0,7335	1,3549	0,018	16,53	0,4262	12,78	16,85	0,264		99,6866
c01h-8.4	50,75	0,6772	1,4188	0,0143	16,92	0,4368	12,68	16,71	0,2633		99,8704
c01h-8.5	51	0,7702	1,7672	0,0164	12,2	0,3089	15,73	17	0,2448		99,0375
c01h-9.1	50,01	0,8116	1,5505	0,0466	16,68	0,4244	12,85	16,73	0,2575	0,0161	99,3767
c01h-9.2	50,9	0,8924	1,8011	0,0487	14,74	0,3905	13,91	16,8	0,2578	0,0092	99,7497
c01h-9.3	51,22	0,8239	1,7418	0,0235	13,87	0,3416	14,66	16,69	0,2416		99,6124
c01h-9.4	51,1	0,9896	2,29		12,17	0,2977	15,83	16,71	0,2669	0,0006	99,6548

Anexo 6 - Resultados de química mineral, obtidos por microsonda eletrônica

Enclave Máfico											
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
v10c2-1.1	50,85	1,07	1,99	0,00	11,23	0,24	14,79	18,30	0,30	0,04	98,82
v10c2-1.2	50,16	1,22	3,40	0,62	7,28	0,17	16,50	19,46	0,27		99,09
v10c2-1.3	50,79	0,97	2,61	0,54	6,63	0,14	17,14	19,57	0,27	0,01	98,66
v10c2-2.1	49,83	1,60	3,28	0,12	8,55	0,19	15,92	19,21	0,27		98,97
v10c2-2.2	50,98	0,96	2,70	0,72	6,62	0,13	17,11	19,74	0,27	0,01	99,24
v10c2-2.3	52,23	0,75	1,92	0,76	5,71	0,10	17,74	19,72	0,21	0,01	99,16
v10c2-4.1	51,60	0,83	2,56	0,74	6,18	0,15	17,15	19,75	0,26		99,21
v10c2-4.2	52,27	0,86	2,00	0,86	6,59	0,17	18,96	17,89	0,25		99,86
v10c2-4.3	52,87	0,73	1,53	0,68	6,43	0,15	19,46	17,61	0,24		99,70
v10c2-5.1	51,51	1,02	2,47	0,56	6,98	0,16	17,61	19,16	0,27		99,75
v10c2-5.2	51,06	1,21	3,02	0,49	7,30	0,15	17,60	18,68	0,20	0,01	99,72

Anfibólio

Microgabro A-Sr-P														
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO
c01g-px3.7	52,82	0,21	6,36	16,03	0,20	9,87	10,55	1,55	0,47				0,02	
c01g-px3.8	52,55	0,44	2,16	16,43	0,25	13,37	12,03	0,35	0,14				0,02	
c01g-px3.9	51,58	0,74	1,78	19,09	0,31	12,68	11,91	0,27	0,11					
c01g-anf1.1	50,78	0,48	2,83	18,51	0,24	11,86	12,43	0,36	0,36	0,02	0,01		0,01	
c01g-anf1.2	52,96	0,49	3,76	18,08	0,25	10,43	10,53	0,49	0,69	0,04	0,03	0,01		0,02
c01g-anf1.3	52,44	0,24	1,93	17,35	0,27	13,22	12,02	0,33	0,11	0,02	0,01	0,03		0,02
c01g-anf1.4	52,33	0,52	1,91	17,52	0,26	13,14	12,01	0,27	0,10	0,03		0,01		0,04
c01g-anf1.5	52,28	0,56	2,22	16,46	0,23	13,71	12,12	0,36	0,19	0,07	0,03	0,06		0,02
c01g-3.1	52,74	0,55	2,31	16,40	0,26	13,18	11,78	0,30	0,09	0,04		0,02	0,04	0,02
c01g-3.2	51,70	0,38	2,70	16,99	0,25	13,17	12,11	0,35	0,16	0,02			0,00	0,01
c01g-3.3	52,75	0,38	2,01	16,92	0,25	13,03	12,19	0,25	0,10	0,05	0,01			

Microgabro I-Sr-P														
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO
c01h-px4.2	44,82	1,4856	6,17	23,29	0,2288	8,42	10,14	1,73	0,8348					
c01h-px4.3	50,18	0,2808	3,31	19,42	0,3156	10,74	12,23	0,4443	0,3289				0,0141	
c01h-px5.3	48,48	0,6205	4,54	20,67	0,2461	10,52	10,34	0,5013	1,24					

Plagioclásio

Microgabro A-Sr-P												
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	An
c01g-1.1	54,25	0,11	28,89	0,94	0,00	0,01	10,62	5,35	0,12		100,28	51,96
c01g-1.2	53,54	0,14	29,56	0,85	0,01	0,03	11,17	4,84	0,29		100,43	55,11
c01g-4.1	58,23	0,11	26,31	0,59	0,01	0,04	7,50	7,06	0,47	0,18	100,49	46,69
c01g-4.2	54,30	0,00	28,70	0,90	0,01	0,05	10,48	5,29	0,33	0,03	100,11	53,85
c01g-6.1	56,55	0,07	27,71	0,69	0,02		8,90	5,92	0,43	0,02	100,30	44,22
c01g-6.2	55,03	0,08	28,46	0,75		0,05	10,36	5,21	0,40	0,02	100,36	51,13
c01g-7.1	54,66	0,17	28,60	0,76	0,02	0,06	10,26	5,27	0,44	0,05	100,30	50,49
c01g-7.2	55,00	0,12	28,70	0,72	0,02	0,07	10,28	5,25	0,49	0,06	100,70	50,49
c-01g-7.3	55,05	0,13	28,39	0,87		0,07	10,09	5,24	0,49		100,33	50,06
c01g-8.1	55,38	0,05	28,14	0,74		0,02	9,46	5,69	0,42		99,90	36,00
c01g-8.2	53,73	0,11	28,85	0,70	0,01	0,06	10,85	4,89	0,38	0,01	99,59	51,25

Microgabro I-Sr-P												
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	An
c01h-1.1	54,39	0,07	28,99	0,72	0,00	0,02	10,74	5,19	0,37		100,49	52,19
c01h-1.2	54,82	0,11	28,47	0,68	0,00	0,05	10,03	5,30	0,43	0,06	99,95	49,81
c01h-1.3	54,37	0,06	28,18	0,66	0,01	0,05	10,07	5,27	0,51	0,04	99,22	49,83
c01h-2.1	55,30	0,09	27,97	0,65	0,02	0,01	9,51	5,80	0,42	0,01	99,78	46,37
c01h-2.2	54,58	0,11	28,91	0,72	0,01	0,05	10,65	5,19	0,30	0,04	100,56	52,22
c01h-2.3	56,25	0,06	27,79	0,48	0,01	0,02	9,04	6,03	0,48	0,03	100,19	44,05
c01h-2.4	53,43	0,12	29,51	0,84			11,34	4,67	0,33	0,01	100,26	56,17
c01h-3.1	52,86	0,12	29,83	0,78		0,05	11,94	4,36	0,32		100,27	59,08
c01h-3.2	53,33	0,09	29,63	0,79		0,05	11,38	4,58	0,36	0,04	100,24	56,64
c01h-3.3	55,12	0,18	28,05	0,63		0,03	9,86	5,46	0,52		99,85	48,42
c01h-4.1	54,25	0,08	28,86	0,64		0,04	10,41	5,00	0,42		99,70	52,17
c01h-4.2	55,29	0,14	28,24	0,61		0,11	9,93	5,43	0,56	0,06	100,37	48,62
c01h-4.3	55,09	0,08	28,30	0,72	0,01	0,04	10,11	5,52	0,43	0,08	100,37	49,05
c01h-5.1	52,88	0,12	29,84	0,80		0,08	11,66	4,45	0,38	0,05	100,25	57,82
c01h-5.2	55,74	0,11	27,86	0,56	0,00	0,05	9,89	5,47	0,55	0,09	100,32	48,38
c01h-6.1	53,64	0,11	29,25	0,74	0,00	0,06	11,19	4,81	0,44	0,01	100,25	54,80
c01h-6.2	53,83	0,06	29,13	0,76	0,01	0,09	10,99	4,86	0,43	0,03	100,19	54,16
c01h-8.1	53,49	0,12	29,27	0,76	0,01	0,08	11,02	4,70	0,39	0,02	99,86	55,13
c01h-8.2	53,65	0,10	28,90	0,65		0,04	10,81	4,88	0,41	0,01	99,46	53,69
Enclave Máfico												
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	An
v10c2-1.2	52,00	0,14	30,42	0,74	0,01		12,09	4,16	0,27	0,01	99,83	57,57
v10c2-1.1	52,58	0,18	30,07	0,51			11,57	4,55	0,25		99,71	60,65
v10c2-3.1	52,35	0,15	30,28	0,67	0,00		11,79	4,34	0,32	0,02	99,92	58,87
v10c2-3.2	51,75	0,08	30,78	0,67	0,01		12,46	4,02	0,28	0,07	100,12	62,08
v10c2-4.1	56,28	0,10	27,74	0,61		0,00	8,94	6,03	0,38	0,07	100,15	44,03
v10c2-4.2	53,07	0,13	30,04	0,52	0,01	0,01	11,32	4,63	0,26	0,02	100,01	56,57
v10c2-4.3	52,47	0,12	30,26	0,50	0,01		11,94	4,42	0,24	0,06	100,01	59,03

Olivina

Análise	Enclave Máfico											Total
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	Ni	CaO	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	
OL-01,1	36,78	0,04	29,12	0,38	0,21	0,07	0,00	0,13	0,03	32,82	0,01	99,60
OL-01,2	37,65	0,03	23,31	0,34	0,28	0,15	0,00	0,00	0,00	37,43	0,00	99,20
OL-01,3	38,29	0,03	20,51	0,25	0,29	0,14	0,00	0,03	0,03	40,08	0,00	99,65
OL-03,1	37,29	0,01	26,15	0,38	0,25	0,12	0,02	0,07	0,01	35,17	0,02	99,47
OL-03,2	37,95	0,05	22,61	0,27	0,28	0,13	0,00	0,00	0,01	38,46	0,00	99,75
OL-03,3	38,50	0,02	19,61	0,26	0,29	0,08	0,00	0,00	0,01	40,39	0,01	99,18
OL-06,1	39,01	0,00	17,77	0,23	0,32	0,20	0,00	0,01	0,03	42,61	0,03	100,21
OL-06.2	37,88	0,03	23,99	0,35	0,25	0,11	0,00	0,04	0,02	37,33	0,00	99,99

Feldspato alcalino

Dacito											
Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total
e02a-1.1	71,08	0,09	16,21	0,24	0,01		0,24	3,48	9,05	0,07	100,47
e02a-2.1	65,06		18,99	0,36	0,01	0,03	0,36	2,86	12,37	0,06	100,11
e02a-3.2	67,24	0,22	17,52	0,29	0,01	0,02	0,18	0,80	13,87	0,33	100,49
e02a-3.3	64,19	0,02	19,13	0,10	0,00	0,01	0,05	0,33	16,08	0,49	100,40
e02a-3.4	65,53	0,06	19,26	0,93	0,02	0,08	0,17	5,44	8,50	0,12	100,11
e02a-3.5	65,66	0,05	19,29	0,26	0,00		0,19	3,66	11,28	0,06	100,46

ANEXO 7 - Resultados de balanços de massa para o modelamento geoquímico, calculado pelo programa Petrograph

Urubici (ASr-P) - Dacito
C-01g para V-07c

RECAL.	INIT	FINAL	augite	plagioclase	magnetite
SiO2	52,77	67,39	50,98	54,48	0,31
TiO2	3,64	1,37	1,10	0,09	24,06
Al2O3	13,66	13,13	2,15	28,68	1,59
FeOtot	11,83	5,77	12,59	0,73	72,93
MnO	0,16	0,13	0,29	0,01	0,85
MgO	4,30	1,15	15,73	0,04	0,25
CaO	8,38	2,59	16,88	10,37	0,02
Na2O	2,81	3,55	0,27	5,23	0,00
K2O	1,91	4,55	0,01	0,38	0,00
P2O5	0,54	0,36	0,00	0,00	0,00
TOT	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OI SUBTR. MATL	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	45,31	14,62	14,38	0,24
TiO2	3,94	-2,27	-1,67	-0,60
Al2O3	14,32	-0,52	-0,77	0,25
FeOtot	15,79	-6,06	-6,53	0,47
MnO	0,24	-0,03	-0,07	0,04
MgO	6,26	-3,15	-3,33	0,18
CaO	11,45	-5,79	-5,77	-0,02
Na2O	2,52	0,74	0,67	0,07
K2O	0,18	2,64	2,85	-0,21
P2O5	0,00	-0,18	0,24	-0,41
		TOTAL		0

SUM OF THE SQUARE OF THE RESIDUALS 0,94

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.
augite	-25,69	39,44	0,00	39,44
plagioclase	-30,08	46,18	0,00	46,18
magnetite	-9,37	14,38	0,00	14,38

TOTAL REL TO INITIAL MAGMA 0 65,13

ANEXO 7 - Resultados de balanços de massa para o modelamento geoquímico, calculado pelo programa Petrograph

Pitanga (ISr-P - Dacito)						
C-01h para V-07c						
RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%			
OXIDE	INIT	FINAL	augite	plagioclase	magnetite	
SiO2	51,26	67,39	50,98	54,48	0,31	
TiO2	3,23	1,37	1,10	0,09	24,06	
Al2O3	13,96	13,13	2,15	28,68	1,59	
FeOtot	13,27	5,77	12,59	0,73	72,93	
MnO	0,19	0,13	0,29	0,01	0,85	
MgO	4,52	1,15	15,73	0,04	0,25	
CaO	8,82	2,59	16,88	10,37	0,02	
Na2O	2,95	3,55	0,27	5,23	0,00	
K2O	1,40	4,55	0,01	0,38	0,00	
P2O5	0,40	0,36	0,00	0,00	0,00	
TOT	100	100	100	100	100	
RESULTS						
	BULK COMP. OBS.DIFF.		CALC.DIFF.	OBS.-CALC.		
	OR ADDED OI BETWEEN		BETWEEN	RESIDUALS		
OXIDE	SUBTR.MATL	MAGMAS	MAGMAS			
SiO2	44,85	16,13	16,09	0,05		
TiO2	4,15	-1,86	-1,98	0,12		
Al2O3	14,42	-0,82	-0,92	0,10		
FeOtot	16,30	-7,50	-7,52	0,02		
MnO	0,24	-0,06	-0,08	0,02		
MgO	6,05	-3,37	-3,50	0,13		
CaO	11,26	-6,23	-6,19	-0,04		
Na2O	2,54	0,60	0,72	-0,12		
K2O	0,18	3,15	3,12	0,03		
P2O5	0,00	-0,04	0,26	-0,30		
TOTAL				0		
SUM OF	THE SQUARE OF THE		RESIDUALS	0,15		
PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.		
augite	-27,19	38,09	0	38,1		
plagioclase	-33,26	46,6	0	46,6		
magnetite	-10,92	15,31	0	15,3		
TOTAL REL TO INITIAL	MAGMA		0	71,4		

ANEXO 7 - Resultados de balanços de massa para o modelamento geoquímico, calculado pelo programa Petrograph

Pitanga (ISr-AP - Dacito)
V-07iii para V-07c

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%		
OXIDE	INIT	FINAL	augite	plagioclase	magnetite
SiO2	52,11436	67,39317	50,98	54,48	0,31
TiO2	3,59852	1,370865	1,1	0,09	24,06
Al2O3	13,47006	13,13361	2,15	28,68	1,59
FeOtot	13,0996	5,765594	12,59	0,73	72,93
MnO	0,1940428	0,1324656	0,29	0,01	0,85
MgO	4,424998	1,150089	15,73	0,04	0,25
CaO	8,049185	2,587701	16,88	10,37	0,02
Na2O	2,802841	3,552954	0,27	5,23	0
K2O	1,673491	4,549013	0,01	0,38	0
P2O5	0,5728884	0,3645372	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OBS.DIFF.		CALC.DIFF.	
	OR ADDED OI BETWEEN		BETWEEN	
	SUBTR.MATL	MAGMAS	MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	44,077	15,279	15,146	0,133
TiO2	4,486	-2,228	-2,023	-0,204
Al2O3	13,809	-0,336	-0,439	0,102
FeOtot	17,401	-7,334	-7,558	0,224
MnO	0,258	-0,062	-0,082	0,02
MgO	6,194	-3,275	-3,277	0,002
CaO	11,181	-5,461	-5,582	0,121
Na2O	2,422	0,75	0,735	0,015
K2O	0,173	2,876	2,843	0,033
P2O5	0	-0,208	0,237	-0,445
TOTAL				0

SUM OF THE SQUARE OF THE RESIDUALS 0,33

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT.	AMOUNT AS WT.% OF MAGMA/ ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.
augite	-25,34	39	0	39,0
plagioclase	-28,79	44,31	0	44,3
magnetite	-10,84	16,68	0	16,7

TOTAL REL TO INITIAL MAGMA 0 65,0