

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO RIO DO SALTO E
CARACTERIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DE MINERAIS METÁLICOS NO SEU
ENTORNO**

Fernando Fagundes Fontana

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

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

Coorientador(a): Prof. Dra. Maria José Maluf de Mesquita

Florianópolis

2016

A ficha de identificação é elaborada pelo próprio autor.

Maiores informações em: <http://portalbu.ufsc.br/ficha>

Fernando Fagundes Fontana

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO RIO DO SALTO E
CARACTERIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DE MINERAIS METÁLICOS NO SEU
ENTORNO**

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

Florianópolis, 07 de novembro de 2016.

Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

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

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff
Universidade Federal de Santa Catarina

À minha mãe, Maristela.

AGRADECIMENTOS

Aqui eu gostaria de registrar meus sinceros agradecimentos à minha mãe, Maristela, por total apoio em todas as minhas decisões, pelo zelo, companherismo e compreensão desde o início do meu viver.

Agradeço profundamente à minha orientadora Professora Luana Florisbal pelas conversas, discussões, amizade, por compartilhar seu conhecimento, e pela orientação a mim concedida com tamanha maestria.

Agradeço à Taynah pelo entendimento e companhia nesses anos de geologia, à Maria José pela coorientação, aos amigos formados durante a graduação, ao Professor Edison pelo auxílio no Laboratório de microscopia. E a todos que de certa maneira contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Muito Obrigado!

“I am here tracing the History of the Earth itself, from its own Monuments”.
(Jean-André de Luc, 1774)

RESUMO

O Granito Rio do Salto (GRS) constitui um *stock* granítico de aproximadamente 1 km² de área aflorante. Possui forma circular, é circunscrito e intrusivo no Granito Valsungana (GV). As rochas denominadas Granito Rio do Salto são sieno- a monzogranitos leucocráticos, com ocorrência local de biotita-granitos, de coloração vermelha acinzentada ou localmente esbranquiçada. Maciços, isótopos, de texturas fanerítica, inequi- a equigranular fina, localmente porfiríticos com presença de megacristais tabulares de plagioclásio de até 1,5 cm. Como minerais acessórios contém biotita, allanita, apatita, zircão ± muscovita, granada e pirita. Minerais secundários são: sericita, epidoto e clorita. De acordo com dados geoquímicos, o GRS corresponde a granitos e alcali-granitos, de caráter peraluminoso e afinidade alcalina de alto-K, similares aos granitos peraluminosos portadores de muscovita (MPG) e classificados como granitos tipo-A2, de fontes crustais e gerados em ambiente pós-colisional. São rochas de caráter altamente evoluído, os altos teores de ETRs, Y e Rb somados ao contexto plutônico do GRS permitem também classificá-lo como um granito rico em elementos raros (*Rare-Element Granite*). A área mapeada esteve sujeita a esforços rúpteis que são registrados na forma de três zonas de cataclase isoladas, em duas dessas zonas são encontradas evidências de processos hidrotermais e ocorrências de minerais metálicos. Apesar da presença de mineralizações a W e Sn serem encontradas em regiões próximas à área de estudos e de ocorrências de W e Sn serem reportadas em sedimentos de corrente, na área mapeada as ocorrências de minerais metálicos são restritas a hematita e pirita.

Palavras-chave: Granito Rio do Salto; Granitoides Intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque; Magmatismo Pós-colisional; Granitos tipo-A; *Rare-Element Granites*.

ABSTRACT

The Rio do Salto Granite (RSG) is a granitic stock of *ca.* 1 km² of outcropping area. It has a rounded shape and is intrusive and limited by the Valsungana Granite (VG). The rocks denominated as Rio do Salto Granite are classified as leucocratic syenogranite to monzogranite, locally are found biotite-granite varieties, of grayish red or white colors. The rocks are massive, isotropic, phaneritic, fine to medium grained, equigranular or inequigranular, less commonly porphyritic with plagioclase megacrystals, ranging up to 1.5 cm. Its accessory minerals are biotite, allanite, apatite, zircon ± muscovite, garnet and pyrite. Secondary minerals include sericite, epidote and chlorite. Based on geochemical data, the RSG corresponds to peraluminous granites and alkali-granites, with high-k alkaline affinity, it is similar to Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids (MPG) and classified as type-A2, it has crustal sources and was emplaced in post-collisional setting. The rocks are highly evolved; its high REE, Y and Rb contents combined with its plutonic context allow us to classify the RSG as a Rare-Element Granite. The mapped area had experienced brittle tectonics which is expressed by three isolated brittle zones, in two of those zones there are hydrothermal features and metallic minerals associated. Despite of the occurrence of W-Sn mineralizations found in the surroundings of the studied area and by several occurrences of W-Sn minerals detected by stream sampling nearby, in the mapped area the only metallic minerals found are hematite and pyrite.

Keywords: Rio do Salto Granite; Intrusive granitoids in the Brusque Metamorphic Complex; Post-collisional magmatism; A-type Granites; Rare-Element Granites.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e acessos à área de estudos.	3
Figura 2: Configuração tectônica para a Era Neoproterozoica segundo Gray, D.R. <i>et al.</i> (2008) . Contexto evolutivo da Província Mantiqueira contornado em preto. Em vermelho, interação entre os Crátons Rio de La Plata (RP), do Congo e Kalahari, referente à porção meridional da Província Mantiqueira. Modificada de Gray, D.R. <i>et al.</i> (2008).	6
Figura 3: Geologia do Leste Catarinense e compartimentação proposta por Basei (1985). Modificada de Basei <i>et al.</i> (2011).	7
Figura 4: Mapa geológico simplificado da região do Complexo Metamórfico Brusque, com ênfase nos granitoides intrusivos neste complexo, agrupados nas suítes de Basei (2000). Modificada de Basei <i>et al.</i> (2011).	12
Figura 5: Definições tectônicas propostas por Liegeois (1998) em sequência cronológica. Modificada de Liegeois (1998).	22
Figura 6: Mapa geológico da região a oeste do município de Nova Trento – Santa Catarina. Modificado de Wildner <i>et al.</i> 2014.	33
Figura 7: Aspectos geomorfológicos da região de estudos. A: Relevo acidentado com vales encaixados e morros arredondados ou cupuliformes. B: Vale fundo e plano encaixado entre os morros e rio meandrante.	34
Figura 8: Geologia da região de estudos sobreposto a Modelo Digital de Terreno (MDT). Área do processo 518891/2013 do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) somada à área de estudos deste trabalho. Modificado de Fontana (2016).	35
Figura 9: Feições mesoscópicas das litologias aflorantes na área de estudos. a: Grafita xisto; b: Metapelito; c: Quartizito; d: Granito Valsungana; e: Granito Valsungana hidrotermalizado; f: Granito Rio do Salto.	37
Figura 10: Mapa geológico da área de estudos.	40
Figura 11: Feições mesoscópicas identificadas no Granito Valsungana. a: Sistema filoneno tipo <i>stockwork</i> ; b: Variedade porfirítica; c: Variedade hidrotermal, rocha porfirítica seccionada por vênulas de hematita; d: Variedade hidrotermal, rocha porfirítica alterada por silicificação, propilitização e sulfetização; e: Variedade hidrotermal, brecha hidrotermal com bandamento incipiente, gerado por veios quartzosos sub-paralelos; f: Variedade hidrotermal, brecha hidrotermal em detalhe, notam-se silicificação e sulfetização pervasiva. As amostras descritas em sequência b - c - d - e - f descrevem desde um protólito relativamente inalterado até rochas fortemente transformadas estruturalmente e mineralogicamente por processos de cataclase e hidrotermais (hidrotermalitos).	42
Figura 12: Feições mesoscópicas do Granito Rio do Salto. a: Granito vermelho acinzentado,	

leucocrático e isótopo, típico do GRS; **b**: Granito cinza amarronado, variedade biotita-granito com *clots* biotíticos; **c**: Bloco rolado do Granito Rio do Salto com xenólito de gnaiss máfico finamente bandado; **d**: Xenólito do Granito Valsungana (porção de matriz e megacristal de K-feldspato) parcialmente absorvido no Granito Rio do Salto. **e**: Contato entre veio aplítico e Granito Rio do Salto, nota-se propilitização próximo ao contato; **f**: Granito Rio do Salto variedade hidrotermalizada e com pirita euédrica, centimétrica, de origem secundária. 44

Figura 13: Classificação do Granito Rio do Salto no diagrama ternário de Streckeisen. Modificada de Streckeisen (1976)..... 46

Figura 14: Aspectos petrográficos do Granito Rio do Salto. **a**: Aspectos texturais mais comuns, textura inequigranular fina hipidiomórfica com cristais maiores e destacados de feldspato alcalino (Ksp), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Detalhe para a muscovita primária (Ms); **b**: Variedade porfírica com megacristais de plagioclásio euédricos com zonação composicional e padrão de argilização típico do GRS, nota-se ainda fenocristal de K-feldspato, ligeiramente menor que os fenocristais de plagioclásio; **c**: Variedade biotita-sienogranito, com biotitas (Bi) lamelares intersticiais em pequenos agregados; **d**: Variedade porfírica, com megacristal de quartzo parcialmente facetado e com trilhas de inclusões fluídas; **e**: Variedade inequigranular, destacam-se as variadas formas dos cristais de feldspatos, os padrões irregulares de dupla macla nos cristais de feldspato alcalino e o maior grau de argilização nos plagioclásio se comparados aos feldspatos alcalinos; **f**: Agregado de biotitas e muscovitas. Notam-se cristais de coloração castanha de biotita pouco cloritizados e muscovitas primárias. Fotomicrografias a,b, e foram produzidas com nicóis cruzados, fotomicrografia d com nicóis cruzados mais compensador e fotomicrografias c, f com nicóis paralelos. 47

Figura 15: Minerais acessórios do Granito Rio do Salto. **a**: Cristal de allanita (Aln) , parcialmente preservado, de origem primária, notam-se também cristais de epidoto (Ept) granulares de origem secundária; **b**: Cristal de zircão (Zr) idiomórfico e prismático; **c** e **d**: Cristais de granadas (Gt) subédricos e fraturados. Fotomicrografia a, b e c capturadas sob luz natural e nicóis paralelos, fotomicrografia d capturada sob luz natural e nicóis cruzados..... 49

Figura 16: Características secundárias e epigenéticas do Granito Valsungana e do Granito Rio do Salto na área de estudos. **a**: Granito Valsungana variedade hidrotermal, notam-se feições de cataclase, como a quebra dos grãos e fraturas seladas por produtos hidrotermais, como Epidoto e Hematita. **b**: Brecha hidrotermal bandada, caracterizada pela alternância entre bandas descontínuas por vezes ricas em material muito fino (F2) e por vezes ricas em quartzo e epidoto finos, pirita cúbica e clastos do GV (F1). **c**: Brecha hidrotermal no GV, onde se observam fragmentos quebrados de feldspatos do GV envoltos por matriz microcristalina de quartzo e epidoto gerada por hidrotermalismo e vênulas quartzosas, mm, de caráter posterior seccionando o conjunto. **d**: Brecha hidrotermal relacionada a sistema filoneano tipo *stockworks*, destacam-se feições catacláticas, como quebra dos

grãos de feldspato maiores, fraturas intra-e trans-granulares, cominuição dos cristais da matriz, preenchimento de fraturas por hematita. No canto superior direito da foto se pode notar a textura equigranular fracamente poligonal original do GV parcialmente preservada em uma zona de baixa deformação dútil. **e**: GRS variedade biotita sienogranito, com intensa cloritização das biotitas e fraturas preenchidas por epidoto hidrotermal. **f**: Feições de cataclase como fraturas transgranulares dos cristais de plagioclásio e extensiva geração de mica branca sobre estes cristais. 53

Figura 17: Fotomicrografias eletrônicas e análises químicas modo *spot* semi-quantitativas feitas utilizando a técnica de EDS. **a**: Matriz de brecha hidrotermal, compostas essencialmente por quartzo e epidoto. Fotomicrografia capturada com magnificação de 250 vezes. **b**: Cristais de pirita. Cristal maior euédrico, poiquilítico com inclusões de albita, cristal menor, mais acima, subédrico e sem inclusões com análise semi-quantitativa. Fotomicrografia capturada com magnificação de 50 vezes. **c**: Cristal de pirita tuboliforme disperso em matriz quartzosa. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes. **d**: Brecha hidrotermal, notam – se cristais tabulares a aciculares de hematita dispostos randomicamente. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes. **e**: Plano de ruptura em brecha hidrotermal. Nota – se a deposição de hematita + quartzo nesse plano de ruptura. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes. 55

Figura 18: Diagramas classificatórios para rochas. A: Diagrama TAS $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Si}_2\text{O}$ de Cox *et al.* (1979). B: Diagrama R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980). C: Diagrama classificatório A/NK vs A/CNK de Shand (1943). 58

Figura 19: Diagramas bivariantes para elementos maiores do Granito Rio do Salto 59

Figura 20: Diagramas bivariantes para elementos traço do Granito Rio do Salto. 60

Figura 21: *Spidergrams*. A: Diagrama de ETRs normalizados ao condrito de Boynton (1984). B: Diagrama elementar normalizado a Granito de cadeia mesoceânica (*Ocean Ridge Granite* ORG) de Pearce *et al.* (1984). 62

Figura 22: Diagramas petrogenéticos de Whalen *et al.* (1987) para caracterização de granitos tipo – A utilizando a razão $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ 63

Figura 23: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). 64

Figura 24: Diagramas discriminantes entre granitoides tipo-A de Eby (1992). A: Diagrama Rb/Nb versus Y/Nb . B: Diagrama ternário $\text{Y}-\text{Nb}-\text{Ga} \cdot 3$ 68

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1: Quadro com diferentes esquemas classificatórios para rochas graníticas. A: Diagrama QAP de Streckeisen. Modificado de Streckeisen (1976). B: Principais diagramas classificatórios de Pearce *et al.* (1984). Modificado de Pearce *et al.* (1984). C: Tabela sintética mostrando relações entre granitoides de Barbarin (1999), suas origens e ambientes geotectônicos. Modificada de Brabarin (1999). 19

Quadro 2: Classificação dos principais tipos de depósitos minerais e associações metálicas em ambientes de placas convergentes. Destaca-se, no contexto dos depósitos minerais formados em ambiente de placas convergentes, a maior quantia de depósitos relacionados aos ambientes de subducção, em relação ao ambiente colisional. Modificado de Pirajno (2009). 25

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Dados químicos provenientes de análise geoquímica de amostras de rocha do Granito Rio do Salto. (Elementos maiores quantificados por fluorescência de raios-X. Elementos traço quantificados por espectrometria de massa).....	56
--	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACG – Granitoides Calcialcalinos portadores de Anfibólio

Aln - Allanita

An – Teor de anortita

ATG – Granitoides ‘Toleíticos’ de Arco

Bi – Biotita

BSE - Back Scattering Eletrons

Clt - Clorita

Cm – Centímetro

CMB – Complexo Metamórfico Brusque

COLG – Granitos Colisionais

CPG – Granitoides Peraluminosos portadores de Cordierita

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

D₁ – D₄ – Fases deformacionais

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

EDS – Energy Dispersive X-ray Spectrometer

Ept - Epidoto

ETR – Elementos Terras Raras

ETRL – Elementos Terras Raras Leves

ETRP – Elementos Terras Raras Pesados

F₁ – F₂ – Fases hidrotermais

Ga – Bilhões de anos

GPS – Sistema de Posição Geográfica

GRS – Granito Rio do Salto

Gt - Granada

GV – Granito Valsungana

Hem - Hematita

HFSE – Elementos de Elevado Potencial Iônico

KCG – Granitoides calcioalcalinos alto-K

Km – Quilômetros

Ksp – Feldspato alcalino

Kv – Quilovolts

Lablam – Laboratório de Laminação

LCME – Laboratório Central de Microscopia Eletrônica

LILE – Elementos litófilos de grande raio iônico

Ma – Milhões de anos

MDT – Modelo Digital de Terreno

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

Ms – Muscovita

MPG – Granitoides peraluminosos com muscovita

MVT – Tipo Mississippi Valley

OIB – Basaltos de Ilha Oceânica

ORG – Granitos de cadeia mesoceânica

P – Pressão

PAG – Granitoides Alcalinos e Peralcalinos

Pl - Plagioclásio

PRS – Projeto Rio do Salto

Prt - Pirita

PWB – Projeto Wolframita Brusque

Qz – Quartzo

RP – Craton Rio de La Plata

RTG – Granitoides ‘Toleíticos’ de dorsal

S₀ – S₂ - Superfícies

SC – Santa Catarina

SDS-SC – Secretaria de Estado de Desenvolvimento Sustentável de Santa Catarina

SF – Craton São Francisco

SG – Suíte Guabiruba

SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Micropobe

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SIV – Suíte Intrusiva Valsungana

T – Temperatura

TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometer

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

VAG – Granitos de Arcos Vulcânicos

WPG – Granitos de ambiente intraplaca

Zr – Zircão

LISTA DE SÍMBOLOS

ϵNd - Epsilon notation

Nd_{DM} - The Depleted Mantle Model

® - Marca Registrada

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS	1
1.1.1 Objetivo Geral	1
1.1.2 Objetivos Específicos	1
1.2 JUSTIFICATIVA	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	2
2. REVISÃO CONCEITUAL	4
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	4
2.1.1 Cinturão Dom Feliciano	4
2.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	6
2.2.1 Complexo Metamórfico Brusque	7
2.2.2 Granitoides Intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.....	9
2.2.2.1 Suíte Valsungana	12
2.2.2.2 Suíte Nova Trento.....	14
2.2.2.2.1 Granito Rio do Salto.....	15
2.3 MINERALIZAÇÕES NO COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE.....	15
2.4 CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS.....	16
2.4.1 Granitos tipo-A.....	20
2.5 MAGMATISMO PÓS - COLISIONAL.....	22
2.6 AMBIENTES GEOTECTÔNICOS E AS CLASSIFICAÇÕES GEODINÂMICAS DOS SISTEMAS MINERAIS	24
2.6.1 O período orogênico e sistemas minerais associados.....	24
2.6.2 Os ambientes colisional e pós – colisional e depósitos minerais associados.....	25
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	28
3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO	28
3.2 ETAPA DE CAMPO	28
3.3 ETAPA PÓS-CAMPO	29
3.3.1 Petrografia	29
3.3.2 Microscopia Eletrônica.....	30
3.3.3 Geoquímica Elemental	30
3.3.4 Integração e análise final.....	31
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	32
5. RESULTADOS	38
5.1 GEOLOGIA.....	38
5.1.1 Complexo Metamórfico Brusque	38
5.1.1.1 Quartzito.....	38

5.1.2 Granitos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.....	40
5.1.2.1 Granito Valsungana	40
5.1.2.1.1 Variedade hidrotermal	40
5.1.2.2 Granito Rio do Salto.....	43
5.1.3 Ocorrências minerais.....	44
5.2 PETROGRAFIA.....	45
5.2.1 Granito Rio do Salto.....	45
5.2.2 Aspectos secundários/epigenéticos.....	50
5.2.2.1 Granito Valsungana	50
5.2.2.1.1 Brechas hidrotermais	50
5.2.2.2 Granito Rio do Salto.....	51
5.2.3 Microscopia Eletrônica e EDS	54
5.3 GEOQUÍMICA ELEMENTAL	56
5.3.1 Granito Rio do Salto.....	57
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	65
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	69
8. REFERÊNCIAS.....	71

1. INTRODUÇÃO

O estudo de rochas graníticas através de uma abordagem integrada de dados de campo, petrografia e geoquímica constitui uma importante ferramenta de acesso aos processos responsáveis pela geração e desenvolvimento destas rochas, bem como responsáveis pela evolução da crosta terrestre. O Escudo Catarinense, e mais especificamente o Complexo Metamórfico Brusque e os granitoides intrusivos neste Complexo, são alvos de diversos estudos (e.g. BASEI, (2000); BASEI *et al.*, (2011); BITENCOURT & NARDI, (2000); CAMPOS, (2007); (2011); CASTRO, (1997); ESTEVAM *et al.*, (2015); FLORISBAL, (2011); MARTINI *et al.*, (2015); PHILIPP *et al.*, (2004) entre outros) desenvolvidos em escalas variadas e com enfoques distintos. O presente estudo tem por objetivo a caracterização geológica de detalhe do Granito Rio do Salto, somada à análise petrográfica e geoquímica. Os dados gerados neste estudo objetivam a caracterização integrada da rocha analisada e a investigação dos ambientes e processos geológicos envolvidos em sua geração. Por fim, a identificação de ocorrências de minerais metálicos na área de estudos, em etapas de campo preliminares, motivou a caracterização e a busca pela contextualização de tais ocorrências.

Assim, o presente trabalho apresenta em seu início uma revisão bibliográfica que versa sobre as diversas temáticas abordadas neste estudo, como o contexto geotectônico e geológico regional da área de estudos, os distintos esquemas classificatórios de rochas graníticas, as características do magmatismo pós-colisional e, por fim, as relações entre ambientes geotectônicos e depósitos minerais metálicos.

Em seguida, são apresentados os materiais e métodos utilizados na elaboração do trabalho e a caracterização da área de estudos. A seguir, são apresentados os resultados obtidos, com os seguintes itens: Geologia da área; Petrografia e Geoquímica elemental.

A análise integrada entre os resultados é feita nas discussões. Por fim, são apresentadas as considerações finais e conclusões decorrentes do trabalho.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivos principais: (i) caracterizar o Granito Rio do Salto nos âmbitos geológico, petrográfico e geoquímico; e (ii) caracterizar as ocorrências metálicas encontradas em região adjacente ao Granito Rio do Salto em meso-e micro escala.

1.1.2 Objetivos Específicos

Como objetivos específicos este trabalho tem a itenção de (i) definir o ambiente geotectônico de geração deste granito e correlacioná-lo com os demais granitos ocorrentes nas adjacências; (ii) investigar a ocorrência de fácies e/ou variedades intra-*pluton* correlacionadas com eventos de hidrotermalismo e geração de ocorrências de minerais de minério metálicos; (iii) disponibilizar informação geológicas, petrográficas e geoquímicas de detalhe que possam auxiliar no desenvolvimento de guias prospectivos no Escudo Catarinense.

1.2 JUSTIFICATIVA

O magmatismo granítico neoproterozoico presente no sul brasileiro é abundante e seu estudo é indispensável para o entendimento dos processos geológicos relacionados à estruturação do Escudo Catarinense. Neste contexto, uma expressiva quantidade de granitoides intrusivos ocorre no Complexo Metamórfico Brusque. Contudo, mesmo com a busca de individualização destas rochas graníticas em suites de ampla abrangência, ainda há escassez de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos destas rochas na literatura. Estas lacunas de conhecimento tornam a divisão dessas suítes por vezes ineficiente, já que abrangem grandes grupos ainda pouco estudados e que têm suas particularidades ressaltadas quando estudadas em detalhe. Neste cenário, o estudo de detalhe do Granito Rio do Salto deve gerar dados que permitam compreender melhor o magmatismo, contextualizar o mesmo com relação aos grandes grupos regionais e contribuir para a construção de um modelo geotectônico para a área.

As análises e caracterização das ocorrências minerais encontradas na área de estudos são motivadas pelos indicativos de ocorrência de minério de W e Sn em rochas bem como em sedimentos de corrente identificados pelo Serviço Geológico Brasileiro – CPRM (DA SILVA & KREBS, 1980), os quais apontam para a presença de minério de W, Fe e Sn na região de Nova Trento – SC, e pela identificação de ocorrências de minerais metálicos na região de estudos durante atividades de campo preliminares. A identificação e caracterização de novas ocorrências minerais na região de Nova Trento podem gerar novos guias prospectivos e interesse na prospecção por metais no Escudo Catarinense.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudos situa-se no leste do estado de Santa Catarina, mais especificamente na região norte do município de Nova Trento. O acesso à área de estudos pode se dar tanto pelo N ou pelo S (Fig. 1). A partir de Florianópolis, são aproximadamente 95 km, primeiramente percorrem-se 40 km pela rodovia BR – 101 sentido norte até Tijucas, onde há acesso a W para a SC – 411 até Nova Trento (Fig. 1). A partir de Nova Trento toma-se a Rodovia Dep. Walter Vicente Gomes (não pavimentada), para noroeste e nesta segue-se até o distrito de Alto Silva, extremo sul da área mapeada. O acesso a

norte da área, a partir de Florianópolis se dá pela BR – 101 sentido N até o município de Itajaí, onde deve-se ingressar na BR – 486 e seguir até Dom Joaquim. A partir deste local, acessar a Rodovia Luis Morelli, à esquerda, e em 2 km então acessar a Rodovia David Hort (não pavimentada) à direita, que dá acesso a porção E da área de estudos.

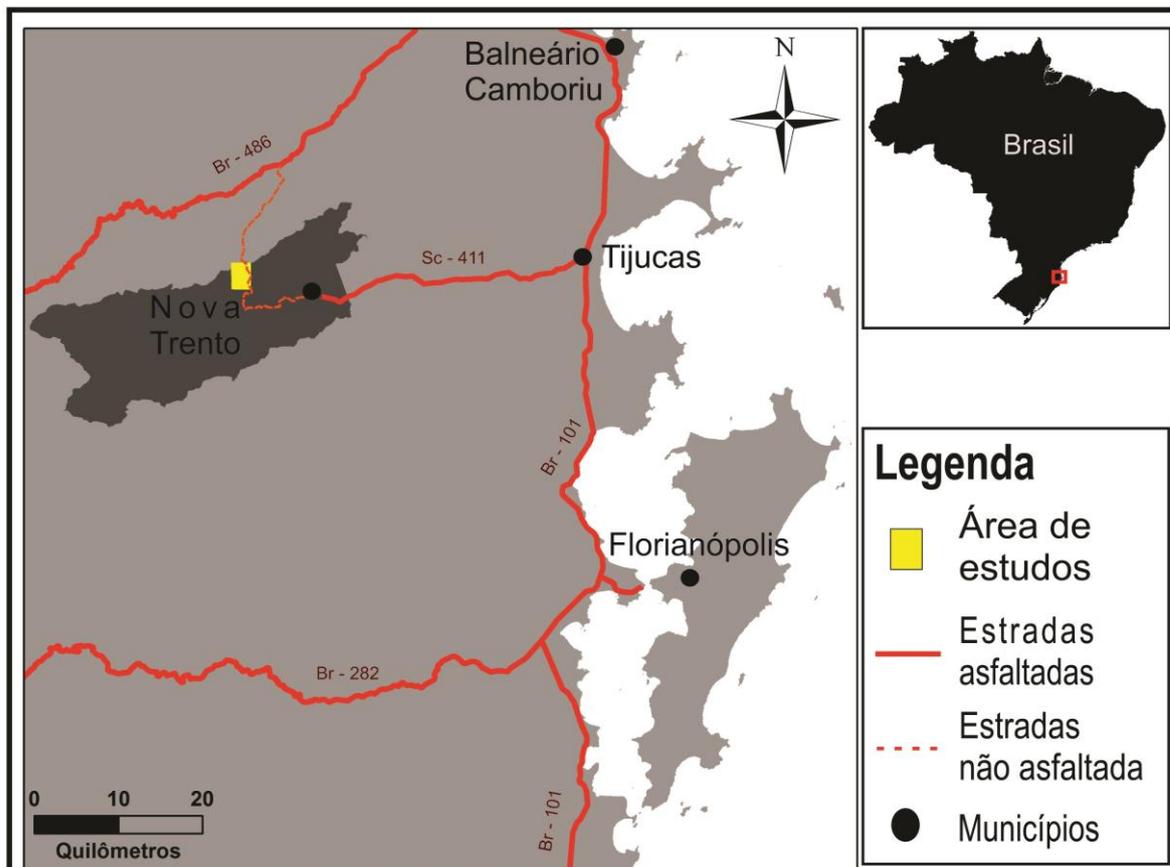


Figura 1: Mapa de localização e acessos à área de estudos.

2. REVISÃO CONCEITUAL

2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Na região sul do Brasil, nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, rochas pré – cambrianas compõem o setor meridional da Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida *et al.* (1977). A Província Mantiqueira é constituída por unidades formadas durante, ao menos, três grandes ciclos orogênicos: Jequié (Arqueano), Transamazônico (Paleoproterozóico) e Brasileiro (Neoproterozóico a Paleozóico) (ALMEIDA & HASUI, 1984), e foi compartimentada, por Almeida e Hasui (1984), em três setores, referidos como setentrional, central, e meridional.

A evolução da porção meridional da Província Mantiqueira é relacionada com processos de interação entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari que envolveram porções de embasamento ou microcontinentes transamazônicos (HASUI *et al.* 2012) (Fig. 2). O Ciclo Brasileiro no sul do Brasil é representado por configurações de arcos magmáticos e de colisões tectônicas, onde o principal evento de colisão é datado em 650 Ma. (LENZ, 2010; MARTIL, 2010). Estes eventos colisionais, relacionados à consolidação do supercontinente Pangeia, são responsáveis pela geração de maior parte dos granitoides presentes na região sul do Brasil (BITENCOURT & NARDI. 2000).

Floribal (2011) aponta que devido à similaridade entre associações rochosas e traços tectônicos presentes, sobretudo a leste, nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul e em regiões do escudo uruguaio, diversos autores têm tratado essas regiões como uma área contínua, generalizando interpretações geológicas e modelos geotectônicos para a mesma (HASUI *et al.* 1975; FRAGOSO CESAR 1980; BASEI 1985; CHEMALE *et al.* 1995; BABINSKI *et al.* 1997; BITENCOURT & NARDI 2000; SILVA *et al.* 2005).

Para Gray *et al.* (2008) as orogenias Pan-Anfricana e Brasileira são responsáveis pela geração de sistemas orogênicos complexos, constituídos por porções cratônicas interligadas por cinturões de dobramentos estruturalmente complexos, alguns destes cinturões são encontrados em territórios brasileiros, são eles, de norte pra sul, os cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano. No presente trabalho, o conceito do Cinturão Dom Feliciano a ser adotado é o de Frago Cesar (1980), o qual corresponde a uma extensa região crustal, localizada a leste do Cráton Rio de La Plata, gerada, deformada e metamorfozizada durante o Neoproterozoico, sendo a maior unidade geológica na região leste dos Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul e do Uruguai (BASEI *et al.* 2011).

2.1.1. Cinturão Dom Feliciano

Fragoso Cesar (1980) em trabalho de revisão bibliográfica e correlação de mapas geológicos regionais argumenta que a faixa móvel que se estende ao longo da costa atlântica no sul do Brasil é uma entidade independente, separada do Cinturão Ribeira pelo Cráton Rio de La Plata. Assim, portanto, o autor individualiza esta faixa móvel e a denomina Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é caracterizado por uma faixa alongada de 150 quilômetros de largura que se estende por 1200 km em direção Norte – Sul a partir da Microplaca Luis Alves até sua terminação em territórios uruguaios, admitindo - se sua continuação sob a Bacia do Paraná (BASEI *et al.* 2011). Basei (1985) afirma que as estruturas internas principais do CDF são orientadas para NE com caimentos preferenciais para SE. A maior parte do limite do cinturão é coberta, a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico, conseqüentemente seus limites não são propriamente conhecidos (SILVA *et al.* 2005).

A evolução do CDF remonta à Era Neoproterozoica e ao Ciclo Brasileiro, o qual tem seu início a partir da fragmentação do paleocontinente Rodínia em diversos segmentos, que evolui para o desenvolvimento de um complexo sistema de orógenos (Fig. 2), o qual só foi inteiramente estabelecido no Ordoviciano, assim então, integrando – se as unidades do Gondwana (HASUI, 2010; BRITO NEVES; CORDANI 1991). Neste contexto a evolução do Cinturão Dom Feliciano está relacionada aos estágios de abertura, espalhamento, subducção, e colisão continental do Oceano Adamastor, o qual separava o Paleocinturão Rio de La Plata do Paleocinturão Kalahari no Neoproterozoico (FRAGOSO CESAR, 1991). Adicionalmente, Basei *et al.* (2011) interpretam o CDF como resultado de sucessivas subducções e colisões que ocorreram entre 850 – 530 Ma.

O CDF consiste, principalmente, de granitos sintectônicos e gnaisses migmatíticos, granitos relacionados a movimentos transcorrentes, e granitos tardios a pós-tectônicos, todos formados entre 650 – 500 Ma (BASEI, 1985; CHEMALE *et al.*, 1995). Segundo Frantz *et al.* (2000) o Cinturão Dom Feliciano consiste em rochas supracrustais e batólitos graníticos.

De acordo com Silva *et al.* (2005) o CDF é constituído essencialmente por dois componentes orogênicos, um arco magmático (Florianópolis, Pelotas e Aygua) e sequência de margem continental metamorfizada (unidades Brusque, Porongos e Lavalleja). Por sua vez, Basei (2000) propõe uma organização, dividida em três segmentos de sudeste para noroeste, para o CDF: *Granitoid belt* (rochas granitoides cálcio-alcalinas a alcalinas deformadas em diferentes graus); *Schist belt* (rochas vulcanosedimentares metamorfizadas no fácies xisto verde a anfíbolito) e; *Foreland belt* (rochas sedimentares e vulcânicas anquimetamórficas).

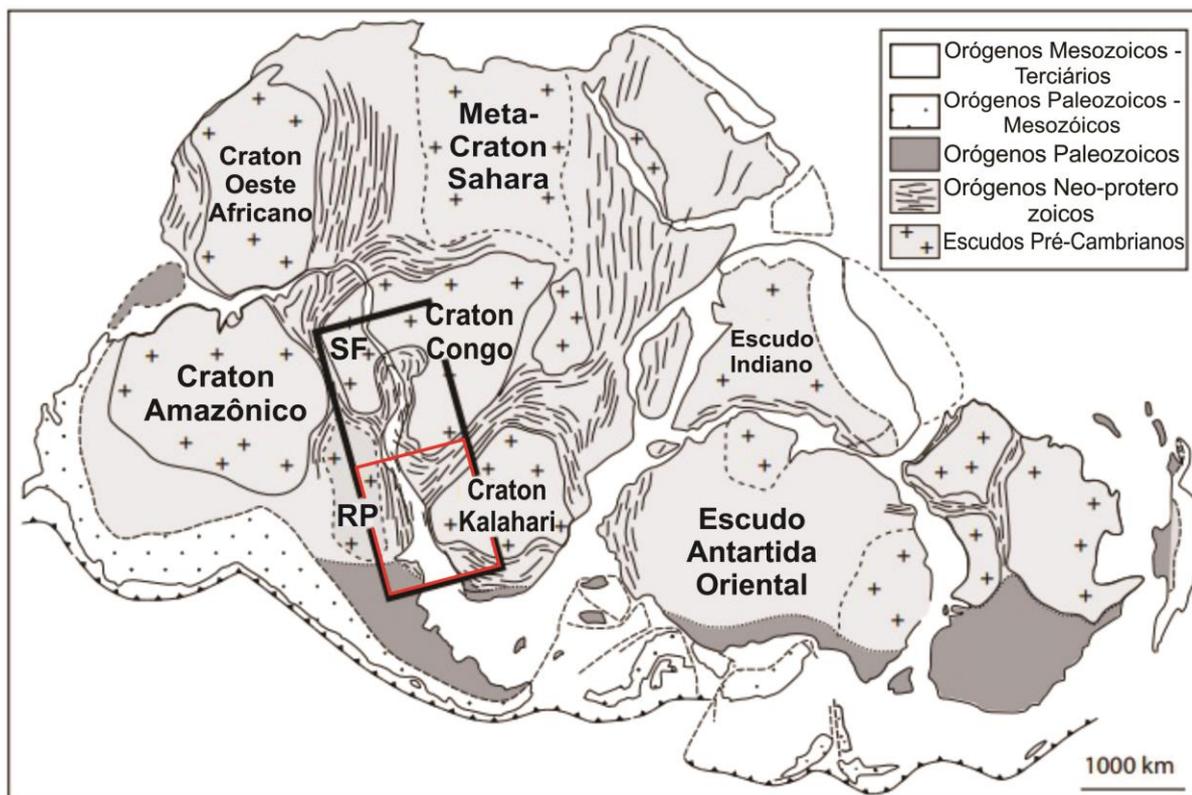


Figura 2: Configuração tectônica para a Era Neoproterozoica segundo Gray, D.R. *et al.* (2008) . Contexto evolutivo da Província Mantiqueira contornado em preto. Em vermelho, interação entre os Crátons Rio de La Plata (RP), do Congo e Kalahari, referente à porção meridional da Província Mantiqueira. Modificada de Gray, *et al.* (2008).

2.2. GEOLOGIA REGIONAL

A compartimentação do Escudo Catarinense aqui adotada é a de Basei (1985), devido ao seu caráter descritivo. Através de associações litológicas distintas, o autor compartimenta o Escudo Catarinense, de sudeste para noroeste, em três grandes domínios, sempre delimitados, entre si, por falhamentos regionais, são eles: Domínio Interno, Domínio Intermediário e Domínio Externo (Fig. 3). Embora a compartimentação espacial do Escudo Catarinense de Basei (1985) seja aqui adotada, as interpretações decorrentes da mesma não são necessariamente utilizadas de forma direta neste trabalho.

O Domínio Interno, delimitado a norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (BITENCOURT *et al.* 1989), é caracterizado pela ocorrência regional dos granitoides neoproterozoicos do Batólito Florianópolis. O Domínio Intermediário, limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (SILVA, 1991) e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, engloba as rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque (CMB), os granitoides intrusivos

no mesmo e as rochas do Complexo Camboriú. Por fim, o Domínio Externo, limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó é composto pelas unidades das Bacias do Itajaí e Campo Alegre e unidades paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Catarina.

Nesse cenário, o presente estudo está situado no Domínio Intermediário, de Basei (1985), e abrange rochas do CMB e granitos intrusivos neste Complexo.

2.2.1 Complexo Metamórfico Brusque

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) estende-se como uma faixa de direção NE-SW, com cerca de 75 km de extensão e largura máxima de 45 km (PHILIPP *et al.*, 2004). A norte é limitado pela Zona de Cisalhamento Itajaí – Perimbó, a sul pela Zona de Cisalhamento Major – Gercino, e a oeste o CMB está sob a Bacia do Paraná (Fig. 3).

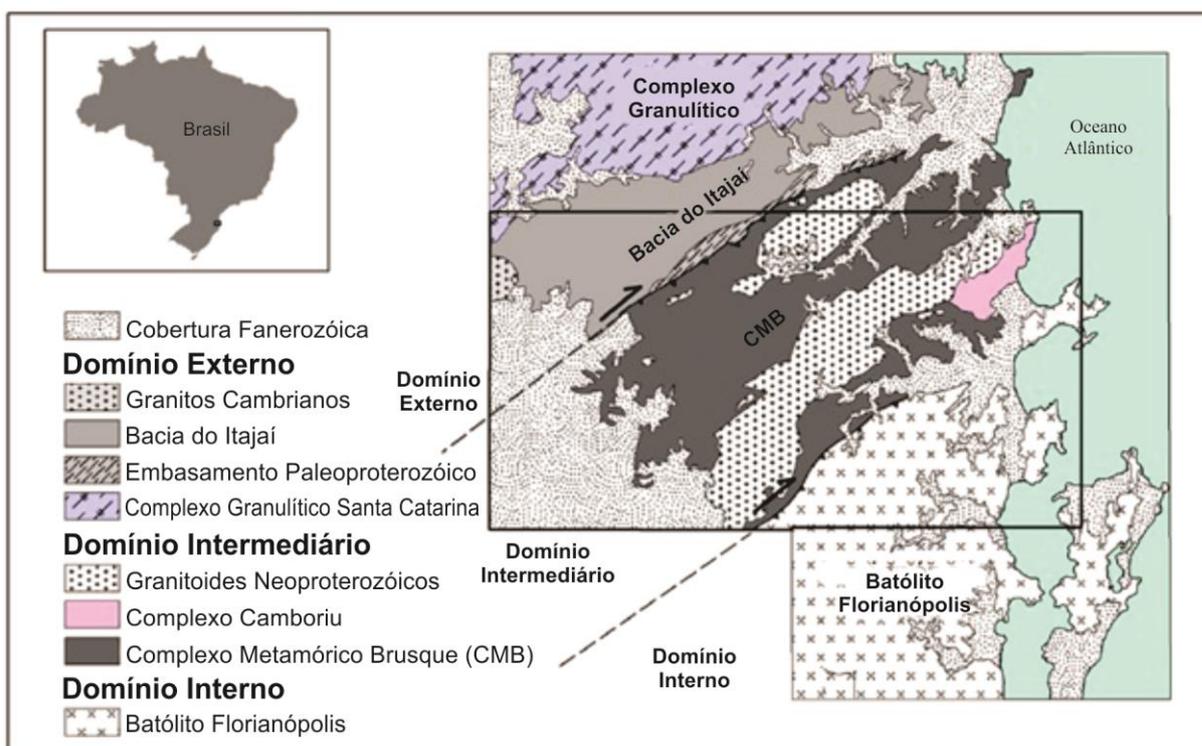


Figura 3: Geologia do Leste Catarinense e compartimentação proposta por Basei (1985). Modificada de Basei *et al.* (2011).

Nas últimas décadas devido a novas concepções geotectônicas e avanços em técnicas laboratoriais, sobretudo em geocronologia, diversas interpretações foram propostas para o CMB. Inicialmente, Almeida (1967) e Hasui *et al.* (1975) associaram os protólitos do CMB a sedimentos plataformais, ou como uma sequência vulcano-sedimentar formada em ambiente de subducção (TRAININI *et al.*, 1978). Na década de 1980, Silva *et al.* (1987) consideraram o CMB como uma

associação do tipo *greenstone belt*. Já Fragoso Cesar (1980), Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987) interpretam o CMB como uma associação de margem continental passiva relacionada com a evolução de um cinturão orogênico. Na década seguinte, Silva (1991) sugere uma evolução relacionada a ambiente do tipo *rift*, idéia esta que posteriormente foi reforçada pelos trabalhos de Sander (1992), Phillip *et al.* (2004) e Campos (2011). Caldasso *et al.* (1994) interpretam o CMB como uma associação relacionada à evolução de depósitos plataformais e leques submarinos, tendo como área fonte rochas paleoproterozoicas.

Florisbal (2011) ressalta que é consenso entre diversos autores que o CMB é constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar composta principalmente por metapelitos, filitos e xistos micáceos intercalados com semi-pelitos, quartzitos, rochas calci-silicáticas, mármore, xistos magnesianos, com algumas rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas metamorfasadas em condições de fácies xistos verdes a anfíbolito em condições de baixa P-T. Apesar da complexa estruturação tectônica do CMB, a superfície de deposição original (S_0) é reconhecida com frequência, principalmente por variações do tamanho de grão e da composição entre as camadas, permitindo o reconhecimento de seus protólitos (PHILIPP *et al.* 2004). A sedimentação é predominantemente marinha e, provavelmente, relacionada a um sistema de *rifts* que evoluem para margem continental, como sugerido por Campos (2007).

Trabalhos da década de 1990, como Sander (1992) e Caldasso *et al.* (1994) dividem os conjuntos litológico do CMB em associações de fácies metamórficas. No entanto, Phillip *et al.* (2004) consideram que a deformação e o metamorfismo não favorecem a adoção de unidades de fácies no CMB, e deste modo, com base nos protólitos dominantes, os autores subdividem o CMB em cinco subunidades (Clástica, Química, Clástico-Química, Metavulcânica Básica e Magnésiana). Basei (1985), baseado em mapeamento de área restrita e diversos perfis litológicos e estruturais, propõe, preliminarmente, um empilhamento litoestratigráfico para as rochas do CMB. Em Basei *et al.* (2011) os autores admitem uma divisão para o CMB, baseada em estudos regionais e mapeamento em escala 1:100.000, em três formações (Rio da Areia, Botuverá e Rio do Oliveira) e propõem uma sequência litoestratigráfica para as rochas do complexo.

Na evolução estrutural do CMB foram reconhecidas quatro fases de deformação (D_1 a D_4), superimpostas a partir da superfície sedimentar S_0 , gerando as superfícies S_1, S_2, S_3, S_4 , respectivamente (PHILIPP *et al.* 2004). As duas primeiras fases (D_1 e D_2) são relacionadas a uma colisão oblíqua que gerou a foliação metamórfica S_1 . Dobramento intrafoliar na foliação S_1 marca a superfície S_2 que, em geral, é paralela à S_1 e notável como a principal xistosidade das rochas do CMB. Para Basei (2000) a S_2 foi gerada durante o pico metamórfico do CMB e preserva feições associadas à tectônica de *thrust*, com topo para N – NW, e mergulhos de baixo ângulo, Phillip *et al.* (2004) também apontam para a existência de intercalação tectônica em “fatias ou lascas” ao longo da evolução do cinturão. Um

evento transcorrente (D_3), sob condições de deformação dúctil a dúctil – rúptil, gerou dobras assimétricas, com formas abertas a fechadas e superfície axial subvertical marcada por fraturamento (CAMPOS 2007). A fase deformacional D_4 é caracterizada por uma sin-crenulação, com dobras em *chevron* e *kink bands*, e com orientação axial principal NE-SW e conjugada NW-SE (BASEI, 2000; BASEI *et al.*, 2011 e PHILIPP *et al.*, 2004). No contato com os granitos de idade neoproterozoica, há formação de cornubianitos, indicando metamorfismo de contato em condições variáveis entre as da fácies albita-epidoto cornubianito e piroxênio cornubianito (PHILIPP *et al.* 2004).

O período de sedimentação e vulcanismo e a idade do metamorfismo ainda não estão bem estabelecidos, e resultados conflitantes não permitem definir um quadro coerente da evolução temporal do CMB (CAMPOS, 2007). Com base em determinações de idades U-Pb TIMS em zircões detríticos de xistos pelíticos, Basei (1990) sugere um intervalo entre 1500 a 2000 Ma para a sedimentação do CMB, indicando a idade Nd T_{DM} de 1670 Ma, obtida em rocha metavulcânica básica, como limite de sedimentação do complexo. Hartmann *et al.* (2003) indicam, através de dados U-Pb SHRIMP obtidos em zircões detrítico, que a sedimentação da bacia é mais jovem que 2023 ± 7 Ma. Entretanto, Basei *et al.* (2008), através de geocronologia U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de um mica xisto de contribuição vulcanogênica, indicam que as áreas fontes do CMB são principalmente mesoproterozoicas e neoproterozoicas, com picos definidos em 2,2 – 1,8 Ga; 1,6 – 1,2 Ga e 600 – 580 Ma. Basei (1990) interpreta a idade de metamorfismo de 706 Ma (Rb-Sr, rocha total), obtido por Basei & Teixeira (1987) como a idade mais representativa do clímax metamórfico do CMB. Por outro lado, Silva *et al.* (2002) interpretam a idade magmática U-Pb SHRIMP de 639 ± 11 Ma, obtida em metariolito na região de Itapema, interpretado como registro vulcânico sin-deposicional, como indicador da idade de sedimentação da bacia como neoproterozoica.

2.2.2 Granitóides Intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque

De acordo com Basei (1985), o CDF foi afetado por intensa granitogênese sin a tardi-tectônica. Basei (2000) sugere um intervalo máximo de 150 Ma (650 – 500 Ma) para a granitogênese brasileira que afetou a atual região sul do Brasil. Segundo Bitencourt e Nardi (2000), magmatismo em ambiente pós-colisional foi responsável pela geração de parte significativa das associações graníticas presentes no sul do Brasil. Associações essas que englobam granitoides calcialcalinos alto-K e leucogranitos peraluminosos, que evoluem para granitoides de afinidade shoshonítica e, eventualmente, alcalinos metaluminosos de caráter tardi- a pós-transcorrente. No CMB diferentes corpos granitoides são encontrados e parte considerável da área que perfaz o complexo é ocupada também por granitoides intrusivos no mesmo (Fig. 4).

Shulz Jr. e Albuquerque (1969) foram os primeiros a fazer referência aos granitoides intrusivos no CMB, introduzindo os termos Granodiorito Valsungana e Granito Guabiruba. Silva e Bortoluzzi

(1987) agruparam os granitoides intrusivos no CMB em duas grandes suítes: Suíte Intrusiva Valsungana (SIV), abrangendo as rochas graníticas de textura porfírica e Suite Guabiruba (SG), a qual abrange as rochas graníticas de textura equigranular fina. Caldaso *et al.* (1988) são os primeiros que dividem a SIV em duas unidades: Maciço Norte e Maciço Sul. Nas últimas décadas, as rochas graníticas presentes no CMB foram objeto de diferentes interpretações e representações cartográficas (BASEI, 2000; PHILIPP *et al.*, 2004; CAMPOS 2007; PETERNEL *et al.*, 2010; BASEI *et al.*, 2011; FLORISBAL, 2011; MARTINI *et al.*, 2015).

Segundo Philipp *et al.* (2004) relações temporais e estruturais, de diversas intrusões graníticas no CMB, indicam a existência de dois grandes eventos distintos de magmatismo granítico. Segundo Philipp e Campos (2010), o primeiro evento de magmatismo granítico que afetou o CMB é representado por corpos tabulares leucograníticos, concordantes à foliação S_2 , encontrados na região de Itapema – SC, estes corpos sugerem, possível, magmatismo sin-tectônico, associado à formação inicial do CMB, vinculado à fase de subducção ativa, ou ainda a uma fase posterior, de relaxamento e soerguimento crustal. Campos (2012) cita que parâmetros composicionais dos leucogranitos, como as baixas razões K_2O/Na_2O , CaO/Na_2O e La_N/Yb_N , os baixos teores de Rb, Sr, Zr, Y, Yb e Lu são consistentes com uma geração magmática a partir da fusão parcial de rochas crustais de composição pelítica ricas em quartzo, pouco afetadas por diferenciação e cristalização fracionada. A identificação das foliações magmática e milonítica subparalelas a esses corpos confirma o caráter sin- D_1 dessa granitogênese e vincula os leucogranitos ao pico do metamorfismo colisional que afetou o CMB. Ainda, conforme Philipp e Campos (2010), as relações estruturais e a ausência de metamorfismo de contato diferenciam esses leucogranitos de granitoides, pertencentes ao segundo magmatismo intrusivo no CMB, como Valsungana, Corre-Mar e Serra dos Macacos.

Para Philipp *et al.* (2004), o segundo magmatismo é mais tardio (pós D_1 e D_2), e apresenta uma colocação relacionada à evolução das zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes. A intrusão dos Granitos Valsungana e Serra dos Macacos está associada com a evolução das zonas de cisalhamento de alto ângulo Major Gercino e Itajaí-Perimbó. Os corpos graníticos são alongados segundo NE-SW e paralelos às estruturas regionais subverticais (PHILIPP *et al.*, 2004). Esses granitoides apresentam foliação magmática bem desenvolvida, definida pelo alinhamento dimensional de megacristais de feldspatos e biotita, e são concordantes com a D_3 do CMB (FLORISBAL 2011). Phillip *et al.* (2004) notam que o caráter intrusivo desses granitoides é atestado pela presença de xenólitos dos CMB em áreas graníticas e por ocorrências de apófises graníticas em meio as rochas metamórficas do CMB, além de que é observado metamorfismo de contato nas proximidades desses corpos graníticos. Ainda, ressaltam que são observadas auréolas de contato de até 4 km e os cornubianitos foram gerados em condições metamórficas variáveis entre a fácies albita-epidoto cornubianito e a fácies piroxênio cornubianito.

Conforme Basei (2000), todo magmatismo granítico presente no CMB apresenta características tardi-tectônicas em relação às principais fases de metamorfismo e deformação das rochas encaixantes do CMB. Portanto, esse magmatismo condiz ao segundo evento magmático de Phillip *et al.* (2004). Para Basei (2000) o magmatismo presente no CMB caracteriza-se por um conjunto de corpos isótopos a levemente deformados, com tendência aluminosa e marcante contribuição crustal em sua geração. Esse autor agrupa os granitoides intrusivos no CMB em três suítes: Valsungana, Nova Trento e São João Batista. A Suíte Valsungana é representada, principalmente, por granitos porfíricos dispostos na forma de corpos alongados de direção NE-SW, enquanto que as outras suítes ocorrem como *stocks*, apresentando variações de granitos a duas micas (Suíte Nova Trento), com variedades de corpos graníticos ricos em hornblenda (Granito Faxinal), e termos leucocráticos aluminosos (Suíte São João Batista). Condizente a essa divisão, Basei *et al.* (2011) classifica seis corpos granitoides, intrusivos no CMB, como pertencentes à Suíte Valsungana, dezoito à Suíte Nova Trento, e dez à Suíte São João Batista (Fig. 4).

No modelo petrogenético proposto por Bitencourt e Nardi (2000), granitoides como Valsungana e Serra dos Macacos são sintectônicos e pertencentes ao magmatismo neoproterozóico do Batólito Florianópolis, vinculados ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (BITENCOURT; NARDI, 2000). Entretanto, autores como Basei (1985), Basei *et al.* (2000) e Florisbal *et al.* (2012) não vinculam os granitoides intrusivos no CMB ao Batólito Florianópolis, e consideram todos os corpos graníticos intrusivos no CMB como sendo posteriores as principais fases deformacionais (D_1 e D_2) das rochas metassedimentares encaixantes do CMB. Basei (2000) interpreta a maior parte (a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino) do abundante magmatismo brasileiro presente no sul do Brasil, como relacionado a ambiente de arco magmático. Em contraposição, Bitencourt e Nardi (2000); Peternell *et al.* (2010), Florisbal *et al.* (2012) e Martini *et al.* (2015) consideram que grande parte das associações graníticas encontradas no sul do Brasil foram geradas durante eventos magmáticos relacionados à ambiente pós-colisional (630 – 590 Ma).

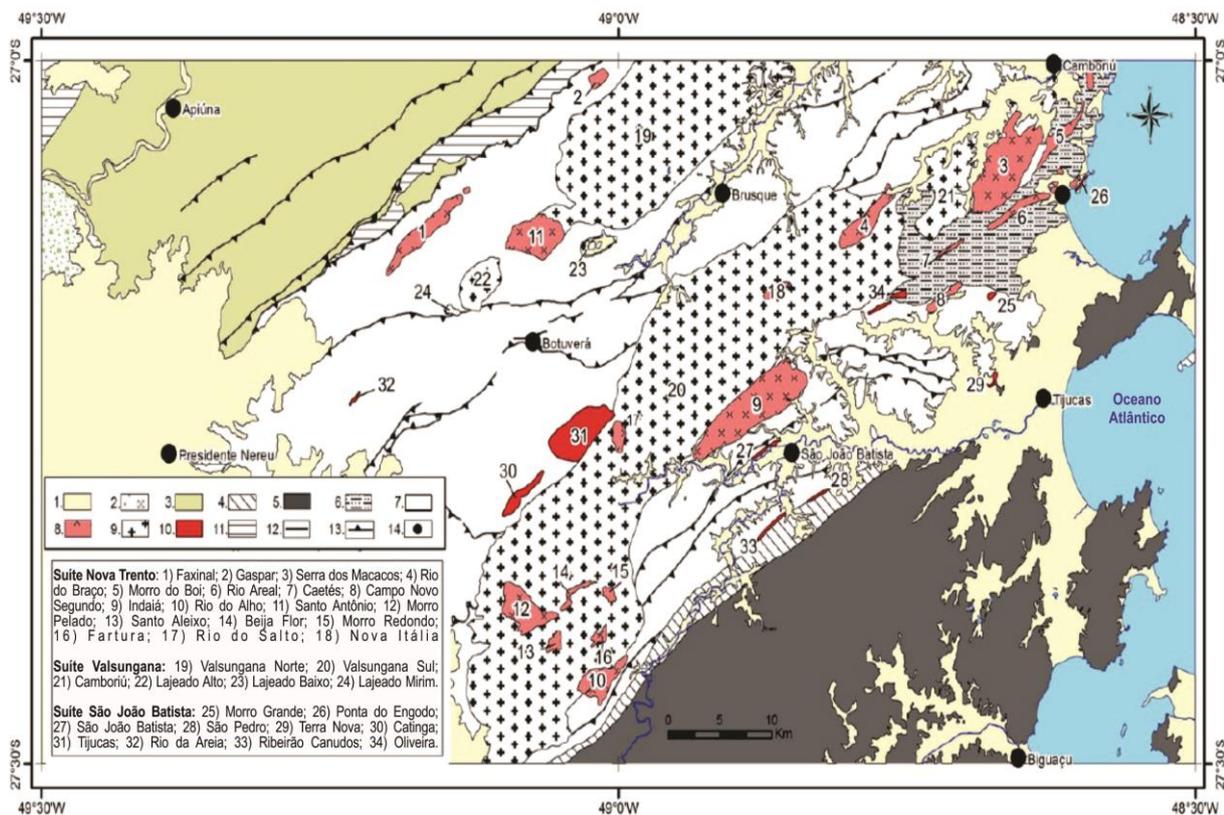


Figura 4: Mapa geológico simplificado da região do Complexo Metamórfico Brusque, com ênfase nos granitoides intrusivos neste complexo, agrupados nas suítes de Basei (2000). Modificada de Basei *et al.* (2011).

De acordo com Basei *et al.* (2011), os granitoides intrusivos no CMB apresentam caráter levemente peraluminoso e afinidade sub-alcálica e nos diagramas de Pearce (1996) são classificados como granitos pós-colisionais. Ademais, esses autores afirmam que, seguindo os parâmetros de Whallen *et al.* (1987) os Granitoides Intrusivos no CMB podem ser classificados como do tipo A.

Em conformidade à classificação dos granitoides intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque, em três distintas suítes, de Basei *et al.* (2011), o presente estudo abrange parte das rochas da Suíte Valsungana (Maciço Valsungana Sul) e da Suíte Nova Trento (Granito Rio do Salto).

2.2.2.1 Suíte Valsungana

De todo o volume granítico presente no CMB, Castro (1997) aponta que aproximadamente 40% é representado por rochas graníticas da Suíte Valsungana. De acordo com Basei *et al.* (2011), a ocorrência da Suíte Valsungana é demarcada, essencialmente, por dois corpos de dimensões batolíticas, alongados segundo a direção NE-SW, paralelos às principais estruturas regionais subverticais presentes no leste catarinense (Maciço Valsungana Sul e Norte), ainda, integrando a suíte

ocorrem quatro *stocks* (Fig. 3). A característica petrográfica marcante da Suíte Valsungana é a presença de granitoides porfiríticos portadores de megacristais de K-feldspato (BASEI *et al.* 2011).

Embora Basei *et al.* (2011) mencionem a existência de dois corpos graníticos aflorantes distintos, compreendidos sob a denominação “Valsungana” e referidos como Maciços Norte e Sul, estes não apresentam significativas disparidades geocronológicas e geológicas, portanto são correlacionados pelos autores. Assim, a terminologia Granito Valsungana (GV) será utilizada neste trabalho, como abrangente de ambos maciços.

Grande número de caracterizações petrográficas do GV podem ser encontradas na literatura (TRAININI *et al.* 1978; BASEI 1985; SILVA *et al.* 1987; CASTRO 1997; PHILIPP *et al.* 2004; BASEI *et al.* 2011), por vezes, estas podem apresentar disparidades entre si. Contudo, devido ao fato do GV ser caracterizado por ocorrências de dimensões batolíticas e apresentar inúmeras fácies, diferentes caracterizações do GV não se opõem, mas são complementares.

O GV abrange biotita sieno- a monzogranitos brancos acinzentados, raramente róseos, também abrange, mais raro, quartzo-monzonitos e granodioritos. São granitos (*sensu latu*) geralmente isotropos, localmente foliados, foliação marcada pelo fraco alinhamento de megacristais de k-feldspato e/ou de biotitas lamelares, porfiríticos de matriz heterogranular, com megacristais de k-feldspato de até oito centímetros e matriz composta de k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Apatita, hornblenda, zircão, alanita e opacos são minerais acessórios. Clorita, sericita, epidoto e minerais opacos são comuns como minerais de alteração. Em mapeamento regional, Estevam *et al.* (2015) relatam a presença de milonitos e cataclasitos de protólitos graníticos em meio aos granitoides intrusivos no Complexo Brusque, na região de Angelina – SC.

Basei (1985) aponta para o caráter fracamente redutor (alto FeO) do GV. Através de análise Na₂O/K₂O o mesmo autor revela correlação negativa entre os elementos e indica que o GV é empobrecido em álcalis em relação às rochas da Suíte Guabiruba (correspondente às Suítes Nova Trento e São João Batista).

A primeira informação isotópica do GV foi obtida por Mantovani *et al.* (1987), a qual apontou para valores fortemente negativos de ϵ Nd (-14.74) e idade modelo TDM de 2020 Ma, valores que remetem a uma fonte crustal. Para Basei *et al.* (2011) os valores negativos de ϵ Nd evidenciam a influência de material crustal na geração do GV e ainda sugerem que, em relação as outras suítes intrusivas no CMB, a Suíte Valsungana foi gerada a partir de um nível crustal de composição uniforme e mais raso. Florisbal (2011) mostra que o Granito Rio Pequeno apresenta composições similares aos Granitos calcialcalinos alto-K (KCG) de Barbarin (1999), os quais são interpretados como gerados por mistura de fontes mantélicas e crustais em diferentes proporções, o que pode indicar variação de regime tectônico de geração. Ademais, a autora sugere que a presença de um campo tensional parece ter agido como um facilitador para a ascensão de magmas máficos, e ter favorecido a mistura, em

diferentes proporções, de magmas crustais e mantélicos.

Silva *et al.* (2003) através de geocronologia U-Pb SHRIMP, em zircão de amostra do Maciço Sul, apresenta idade de cristalização para o GV de 593 ± 16 . Basei (2000), também em amostra do Maciço Sul, através de geocronologia U-Pb TIMS em zircão, obteve idade de 638 ± 32 Ma. Grasso (2003), usando geocronologia U-Pb TIMS em zircão, obteve idade igual a 610 ± 20 Ma. para rocha do Maciço Norte. Peternell *et al.* (2010) individualizam o Granito Rio Pequeno da Suíte Valsungana, por este apresentar características distintas às apresentadas pelos outros granitoides da suíte. Florisbal *et al.* (2012), baseados em geocronologia U-Pb em zircões, apresentam idade de 626 ± 7 Ma. para o Granito Rio Pequeno, cujas características geológicas são plenamente correlacionáveis aos granitoides da Suíte Valsungana, segundo os autores.

2.2.2.2 Suíte Nova Trento

Segundo Basei *et al.*, (2011), a Suíte Nova Trento é composta por dezesseis *stocks* de formas e tamanhos variados, dispersos por grande parte do CMB. Sua principal característica petrográfica é a presença de granitoides leucocráticos com textura equigranular a seriada. Predominam sienogranitos, variando a quartzo-sienitos, monzogranitos e, mais raro, feldspato-alcálico granitos. Diferentemente da Suíte Valsungana, as rochas da Suíte Nova Trento são, em geral, isotrópicas ou, raramente, fracamente foliadas. Para Basei (2000), na Suíte Nova Trento agrupam-se biotita granitoides cinza claro a levemente rosados tardios em relação às outras demais suítes.

Dentre as três suítes de Basei (2000) a Suíte Nova Trento é a menos estudada e, conseqüentemente, a menos compreendida. A literatura é escassa em dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos granitoides da Suíte Nova Trento. Ademais, poucos corpos foram mapeados em detalhe. Dada a escassez de dados, a Suíte Nova Trento apresenta falhas na conceituação e abrange corpos não correspondentes a definição originalmente proposta (e.g. Granito Faxinal).

A idade da Suíte Nova Trento foi definida a partir de geocronologia U-Pb ID-TIMS em frações de zircões do Granito Nova Itália, gerando idade igual a 573 ± 44 Ma. para a colocação do referido corpo. Vlach *et al.* (2009) apresentam uma idade de 595 ± 6 Ma., em monazita, para o Granito Indaiá. Florisbal *et al.* (2012), através de geocronologia U-Pb em zircões, revelam idade de 611 ± 9 Ma. para o Granito Serra dos Macacos. Silva *et al.* (2003), através de geocronologia U-Pb SHRIMP, apresentam idade igual 610 ± 6 Ma. para o Granito Guabiruba.

Florisbal (2011) ressalta que o Granito Serra dos Macacos possui composição similar aos Granitos peraluminosos com muscovita (MPG) de Barbarin (1999), os quais são preferencialmente gerados em zonas de *thrust* ou em zonas de cisalhamento transcorrente que seccionam crosta previamente espessada, durante eventos de colisionais.

2.2.2.2.1 Granito Rio do Salto

O Granito Rio do Salto (GRS) é pela primeira vez individualizado em Basei *et al.* (2011), juntamente com mais 15 corpos, pertencente à Suíte Nova Trento. O GRS aflora como um *stock*, de área menor que cinco quilômetros quadrados (Fig. 3), intrusivo no Maciço Sul do Granito Valsungana. Segundo Fontana *et al.* (2016), o GRS abrange sieno a monzogranitos, com biotita <5%, de coloração cinza ou avermelhada, maciços, isótopos, de textura inequi- a equigranular fina, raramente porfírica, com fenocristais de K-feldspato <2cm. Como acessórios contém muscovita, pirita, zircão, hematita e opacos, os minerais de alteração são epidoto e clorita. Fontana *et al.* (2016), através de análise de imagens aéreas, em trabalho de mapeamento de semi-setalhe, confirmam o caráter posterior do GRS em relação ao GV, como demonstrado em estudos geocronológicos para as suítes Valsungana e Nova Trento.

2.3. MINERALIZAÇÕES NO COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE

Da Silva *et al.* (2014) dividem as principais mineralizações metálicas no CMB em mineralizações de Au e mineralizações de $W_{\pm}(Sn, Au \text{ e } Mo)$. Possamai (1989) relata uma única ocorrência de Be no CMB, denominada de ocorrência de Itapema, relacionada a pegmatitos a base de quartzo, microclínio muscovita e turmalina.

Segundo Da Silva *et al.* (2014), duas tipologias de mineralizações auríferas primárias são reconhecidas no âmbito do Complexo Brusque: 1) em filões de quartzo com raros sulfetos no interior dos granitoides que intrudem o Complexo ou nas faixas de cornubianitos que circundam as intrusões; e 2) minérios singenéticos que se relacionam com níveis sulfetados em litologias especiais, como quartzo turmalinitos bandados. São reconhecidos os seguintes depósitos auríferos filonianos no âmbito do complexo: Carneiro Branco, Cavalo Branco, Três Barras, Tigrano, Planície Baixa, Braço Cristalino, Gaspar Alto e Rio do Oliveira (ou Canelinha). O veio Cavalo Branco, garimpado de maneira intermitente desde o início dos anos 1950, constitui a principal ocorrência filoniana de Au no CMB (BIONDI *et al.* 2007 *apud* DA SILVA *et al.* 2014).

No CMB veios de quartzo com wolframita são encontrados em duas áreas: 1) no Cerro ou Mina da Catinga, a cerca de 28 km para oeste de Nova Trento, e 2) no Ribeirão do Russo, cerca de 3 km a noroeste de Botuverá (DA SILVA *et al.* 2014). Castro (1997) apresenta síntese acerca dos granitoides intrusivos no CMB e define um zoneamento metalogenético baseado no grau de oxidação sugerido pelos dados disponíveis, de sul (mais redutor) para norte (mais oxidante), para depósitos de $W_{\pm}Mo$ (Sn, Be), e $W_{\pm}Au$ ou Au respectivamente.

Na mina da Catinga a wolframita ocorre em uma associação de wolframita e quartzo ou como

cristais de até 10 cm em filões quartzosos com até 40 cm de largura e extensão máxima de 20 m. Muscovita, óxidos de Fe e Mn, feldspatos caulinizados, turmalina e pirita são encontrados em menores proporções (CASTRO *et al.* 1999). Esses filões são restritos à região de contato entre os xistos encaixantes e os granitos Valsungana e Catinga, e concordantes com a foliação principal dos xistos do CMB (TRAININI *et al.* 1978). Ainda, na região da mina da Catinga são registradas ocorrências em sedimentos de corrente de cassiterita e molibdenita (DA SILVA; KREBS, 1980). Issler (1987) cita a especialização em metais de afinidade crustal, como W e Sn do Granito Catinga e Castro *et al.* (1999) com base em dados geoquímicos afirmam que o Granito Catinga é o mais diferenciado e com maior conteúdo metálico dentre todos os granitoides aflorantes do domínio sul do CMB.

Na área do Ribeirão do Russo os filões mineralizados têm extensões decamétricas e espessuras <15 cm, estes podem conter wolframita disseminada ou na forma de cristais bem desenvolvidos de até 5 cm (DA SILVA *et al.* 2014). Na região do Ribeirão do Russo não se encontram corpos granitoides aflorantes, entretanto, para Caldasso *et al.* (1994) a existência de uma anomalia morfo-estrutural elíptica, quilométrica, próxima, sugere a ocorrência de um corpo intrusivo não aflorante ao qual as mineralizações estariam relacionadas.

2.4 CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS

Embora granitoides (variações composicionais quartzo-feldspáticas presentes no diagrama QAP de Streckeisen, (1976)) sejam as rochas mais abundantes na crosta continental, não existe um modelo de classificação que seja usado amplamente para a classificação de granitoides (FROST *et al.* 2001). Os numerosos aspectos estruturais, texturais, mineralógicos e geoquímicos, altamente variáveis, das rochas granitoides evidenciam diversos processos geológicos e petrogenéticos em distintos ambientes geotectônicos. Pitcher (1999) argumenta que a extensa variedade de processos petrogenéticos somada às possíveis fontes de magmatismo granítico dificultam o estabelecimento de uma categorização universal para rochas graníticas. Neste contexto, no intuito de classificar rochas granitoides, diversas propostas, baseadas em diferentes critérios como: distribuição modal de minerais; químico; fonte magmática e; ambiente de intrusão, foram formuladas nas últimas décadas. A seguir serão, brevemente, apresentadas algumas dessas classificações.

Streckeisen (1976) propõe um esquema de classificação descritivo para rochas plutônicas fundamentado na proporção modal dos principais minerais formadores de rochas granitoides (Quadro 1a). De acordo com o diagrama ternário de Streckeisen, baseando-se no conteúdo modal de quartzo e na razão modal entre feldspatos, rochas de composição quartzo-feldspática podem ser categorizadas em dezesseis diferentes campos (Quadro 1^a). Frost *et al.* (2001) apontam que a vantagem do esquema de Streckeisen está na sua rápida e simples aplicação, até mesmo em atividades de campo, e além disso, tal esquema é estritamente não genético, logo descritivo. Pitcher (1999) sinaliza que embora o

esquema de Streckeisen não faça menção a minerais máficos e que os limites estabelecidos muitas vezes não correspondem a populações naturais de rochas granitoides, tal esquema de classificação é considerado um importante passo na busca por uma nomenclatura consensual para rochas graníticas.

Dentre as classificações de cunho mais interpretativo com relação à gênese de rochas graníticas, talvez, a mais popular seja a classificação alfabética de Chappel e White (1974). O alfabeto genético dos granitos teve seu início com a introdução dos termos I e S por Chappel e White (1974). Estes autores propõem que granitoides tipo-I resultam de fusão parcial de rochas ígneas. Enquanto que, granitoides tipo-S são provenientes de fusão parcial de rochas de origem metassedimentar.

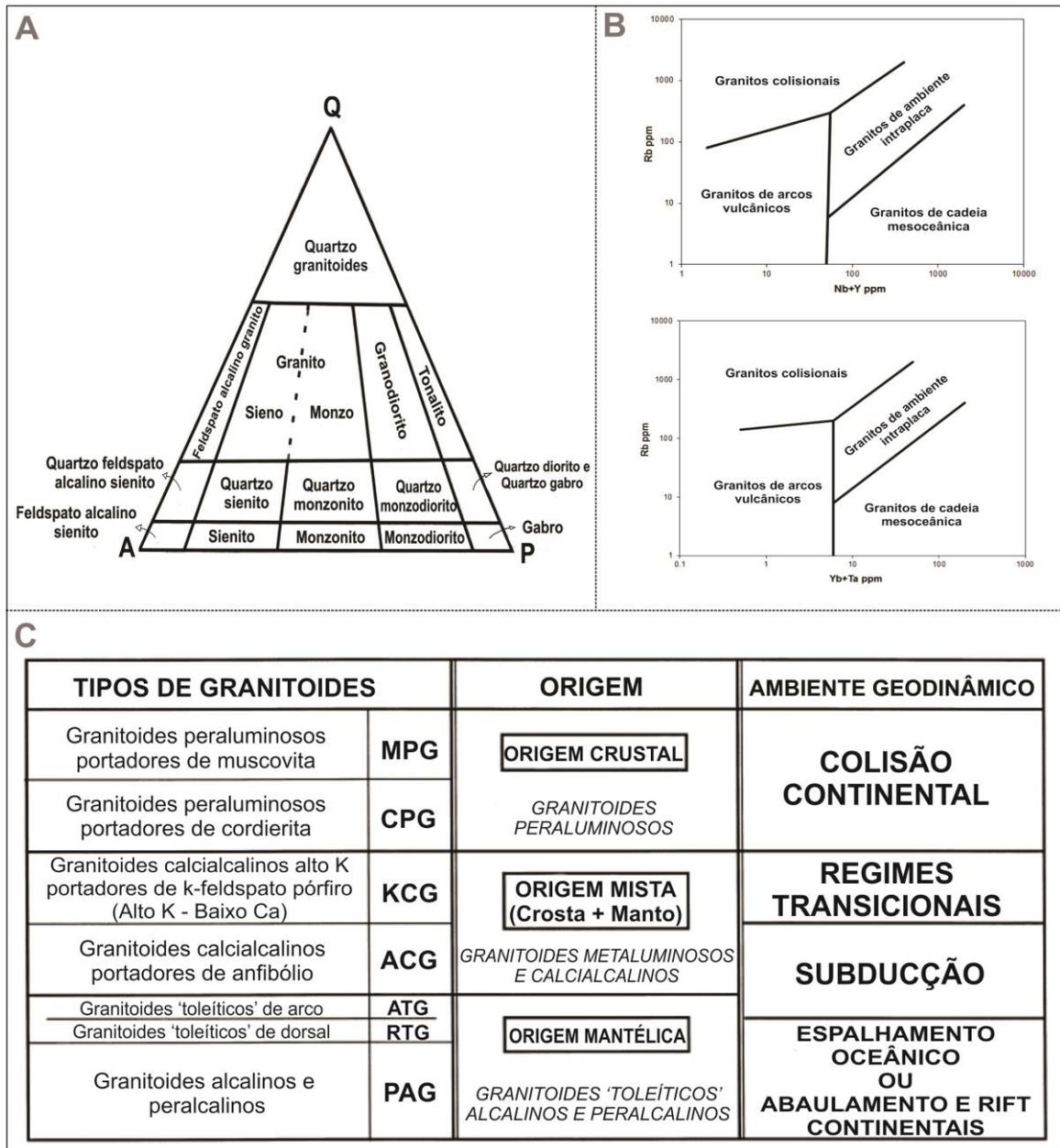
Outra classificação também de cunho genético, mas voltada para o estado de oxidação das rochas graníticas, é a proposta por Ishihara (1977) que agrupa os granitos em “magnetita granitos” (granitos de origem profunda, originados por refusão de rochas ortoderivadas) e “ilmenita granitos” (granitos de origem crustal, derivados de fusão de metassedimentos). Posteriormente, White (1979) apresenta a definição de granitos tipo-M, segundo o autor essas rochas granitoides são derivadas de fusão parcial de crosta oceânica subductada. Embora “M” seja atribuído ao manto, essas rochas são, na verdade, geradas a partir de fontes derivadas do manto. A última letra a ser adicionada ao alfabeto genético dos granitos foi a letra “A”, por Loiselle e Wones (1979), a qual define granitos anorogênicos e/ou anidros, e, mais raro, alcalinos ou até mesmo aluminosos.

Utilizando um banco de dados com mais de 600 análises de elementos traço, Pearce *et al.* (1984) introduziram um método para caracterizar ambientes tectônicos nos quais rochas granitoides são abundantes. Com diagramas discriminantes de elementos traço (Quadro 1B), os autores sugerem que granitos podem ser divididos em quatro principais grupos, a depender do ambiente de geração, são eles: granitos de cadeia mesoceânica (ORG); granitos de arcos vulcânicos (VAG); granitos de ambiente intraplaca (WPG); e granitos colisionais (COLG) (Fig. 4). O esquema classificatório de Pearce *et al.* (1984) vem sendo amplamente usado e é considerado uma importante técnica para determinar ambientes tectônicos de formação das rochas granitoides.

Visto que as composições de elementos traço em granitoides se apresentam em função da fonte do magma e de processos de cristalização, sendo o ambiente tectônico uma interferência secundária nessas composições, somando-se ao fato de que no ambiente pós-colisional granitoides podem ser derivados de diferentes fontes e dependentes da composição e da espessura da crosta gerada após a colisão, Pearce *et al.* (1984) indicam que os principais problemas ao utilizar seu esquema classificatório encontram-se na categorização de granitos pós-colisionais. Logo, critérios geológicos podem apresentar-se como melhores indicadores tectônicos nesse contexto. E uma vez definido o ambiente pós-colisional, diagramas discriminantes (*e.g.* Diagrama Ta-Hf-Rb) podem ser utilizados na investigação da natureza e polaridade do evento colisional.

Barbarin (1999) afirma que a maioria das classificações existentes para rochas granitoides

refere-se ao ambiente de origem e petrogênese destas rochas, sendo antes interpretativas que descritivas. Em contrapartida, o autor apresenta um sólido estudo comparativo entre vinte diferentes classificações propostas para rochas granitoides, onde correlaciona critérios de campo corroborados por geoquímica de elementos maiores, e assim, compartimenta as rochas granitoides em seis grupos. Além disso, a geração das rochas de cada grupo é correlacionável a um ou mais ambientes geotectônicos específicos (Quadro 1C), os grupos são: granitoides peraluminosos portadores de muscovita (MPG); granitoides peraluminosos ricos em biotita portadores de cordierita (CPG); granitoides calcialcalinos alto K portadores de megacristais de K-feldspato (KCG); granitoides calcialcalinos portadores de anfibólio (ACG); granitoides ‘toleíticos’ de arco (ATG); granitoides ‘toleíticos’ de dorsal (RTG); e granitoides alcalinos e peralcalinos (PAG).



Quadro 1: Quadro com diferentes esquemas classificatórios para rochas graníticas. A: Diagrama QAP de Streckeisen. Modificado de Streckeisen (1976). B: Principais diagramas classificatórios de Pearce *et al.* (1984). Modificado de Pearce *et al.* (1984). C: Tabela sintética mostrando relações entre granitoides de Barbarin (1999), suas origens e ambientes geotectônicos. Modificada de Barbarin (1999).

Por fim, fundamentados em três parâmetros químicos, razão $FeO/(FeO + MgO)$; Índice de alcalinidade $Na_2O + K_2O - CaO$; e Índice de saturação em alumínio $Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$, Frost *et al.* (2001) introduzem amplo esquema de classificação de granitoides, o qual categoriza estas rochas em dezesseis grupos composicionais. Em tal esquema, primeiramente granitoides são divididos em *ferroan* e *magnesian*. Estes dois subtipos são, compartimentados em quatro subgrupos, de acordo com o Índice de alcalinidade (Cálcico, Cálcico-alcalino, Alcalino-cálcico, Alcalino), por fim cada um dos

oito subgrupos é dividido em dois, a depender do Índice de saturação em alumínio (Peraluminoso, Metaluminoso, Peralcalino). A ocorrência natural desses grupos composicionais é bastante variável, sendo que alguns desses são raramente encontrados (*e.g.* granitoides férrico-cálcico-metaluminosos e peraluminosos). Não obstante, os autores argumentam que a principal característica do esquema proposto é seu critério estritamente químico, livre de interpretações baseadas em ambientes tectônicos e modelos petrogenéticos, deste modo pesquisadores podem discutir aspectos composicionais de granitoides sem recorrer a concepções geotectônicas.

2.4.1 Granitos tipo A

Loiselle e Wones (1979) elaboraram a denominação “granitoides tipo-A”, primeiramente, atribuindo a geração dessas rochas a ambientes de *rifts* e intraplaca. Posteriormente, foi-se sugerido a geração de granitoides tipo-A, além dos ambientes já mencionados, como relacionados ao final de ciclos orogênicos em margens continentais ativas e/ou em ambientes pós-colisionais. (*e.g.* Smith *et al.* (1977) e Whalen *et al.* (1987)). Embora amplamente utilizada na literatura científica a terminologia “Granito tipo-A” (Principalmente por, talvez, o fato de “A” ser atribuído ao sentido de anorogênico e granitos tipo-A serem, de fato, relacionáveis a eventos orogênicos) e as rochas atribuídas a essa terminologia são alvos de debate e controversia na literatura (*e.g.* Collins *et al.* (1982); Bonin, (1990, 2007); Whalen (2005)).

As intrusões do tipo-A são notadamente rasas ou mesmo subvulcânicas, podem formar complexos anelares e plútons circunscritos ou mais irregulares (BONIN, 2007). O magmatismo do tipo-A, comumente, corresponde a granitos (*sensu stricto*) e sienitos com razões $FeO_T/(FeO_T+MgO)$ elevadas. Granitos tipo-A, particularmente, compõem associações máficas-félsicas altamente contrastantes, o que evidência mistura entre dois tipos de magmas (WHALEN; CURRIE, 1984). Características mineralógicas específicas de granito tipo-A incluem: biotita intersticial rica em Fe, feldspato alcalino como feldspato predominante, soluções sólidas e intercrescimento entre albita e ortoclásio (perfitas), e intercrescimento micrográfico entre quartzo e feldspato alcalino. Granitoides tipo-A típicos são granitos alcalinos intrusivos em áreas de *rifts* continentais, por exemplo, os Granitos *Younger*, jurássicos, encontrados na Nigéria e os Granitos *Rapakivi*, mesoproterozoicos, encontrados na Finlândia (POHL, 2011).

Granitos tipo-A são ricos em SiO_2 , FeO , K_2O , Na_2O , Ga, Nb, Y, Zr, ETR e, inclusive, em metais como Sn, W e Mo. Enquanto que, apresentam baixos conteúdos de Al_2O_3 , MgO , CaO e V. Além disso, possuem limitado conteúdo de H_2O e baixa fugacidade de oxigênio. Granitos tipo-A são enriquecidos em elementos traço incompatíveis, mas empobrecidos em elementos traço compatíveis em silicatos máficos (Co, Sc, Cr, Ni) e feldspatos (Ba, Sr, Eu). Valores altos de razão Ga/Al são apontados como diagnósticos de granitos tipo-A (WHALEN *et al.*, 1987). Gráficos bivariantes

utilizando a relação Ga/Al versus elementos maiores e traço são amplamente utilizados na caracterização de granitos tipo-A. Porém, se não existirem dados de Ga disponíveis, Whalen *et al.* (1987) acrescentam que gráficos bivariantes de $Zr+Nb+Ce+Y$ versus razões de elementos maiores, como FeO/MgO e $(K_2O + Na_2O)/CaO$, têm, praticamente, a mesma eficácia que os métodos que utilizam valores de Ga, acima mencionados, no diagnóstico de granitos tipo-A. Uma síntese geoquímica mais completa, incluindo diagramas discriminantes, pode ser encontrada em Whalen *et al.* (1987) e Bonin (2007).

Como consequência da ampla variação geoquímica apresentada por granitos tipo-A, vários modelos petrogenéticos são propostos visando indicar a origem dessas rochas. Contudo, Bonin (2007) afirma que ainda não existe consenso no assunto. Inicialmente, foi pensado que granitos tipo-A fossem predominantemente de origem não crustal, mas resultantes de processos de diferenciação a partir de basaltos alcalinos contaminados, de origem mantélica. Subsequentemente, alguns modelos envolvendo fontes crustais foram propostos, estes incluem: fusão parcial de fontes residuais na crosta inferior, ou fusão de protólitos metaígneos, metasomatizados ou não, envolvendo fontes crustais e produtos máficos e intermediários derivados do manto. Controvérsias pertinentes à origem de rochas graníticas, incluindo do tipo-A, podem, talvez, serem explicadas pelos fatos de que maior parte dos granitoides envolve componentes tanto crustais como mantélicos (Barbarin, 1999) e que um único *pluton* é gerado a partir de uma sucessão descontínua de aportes de magma, cada qual com sua própria assinatura (VIGNERESSE, 2007).

Uma subdivisão para granitoides tipo-A é proposta por Eby (1992). Segundo o autor, granitoides tipo-A podem ser quimicamente divididos em dois grupos A_1 e A_2 . O grupo A_1 é caracterizado por gerar razões químicas (*e.g.* baixas razões Y/Nb e Yb/Ta) similares às razões observadas em basaltos de ilha oceânica (OIB). O grupo A_2 é caracterizado por razões Y/Nb , Yb/Ta e Ce/Nb variáveis, encontradas em crosta continental e em basaltos de arco de ilhas, o que sugere que esses granitoides foram extraídos de fontes formadas por processos de subducção ou de colisão continental. O autor ainda ressalta que, embora a divisão proposta seja estritamente química, parece haver correlação entre as características químicas de cada grupo e ambientes tectônicos específicos. Deste modo, para o grupo A_1 , além de ser proposto que esse grupo seja produto da diferenciação de magmas gerados em fontes mantélicas similares às dos OIB, é sugerido que granitoides tipo A_1 são colocados em zonas de *rift* continental ou durante magmatismo intrapalaca. Enquanto que granitoides tipo A_2 são gerados por magmas produzidos na crosta continental ou em crosta subductada durante longos períodos de alto fluxo térmico. Em vista disso, granitoides tipo A_2 , diferentemente dos granitoides tipo A_1 , não são exclusivos a um determinado ambiente tectônico, mas sim a uma gama de ambientes, na qual destaca-se o ambiente pós-colisional que é marcado por intensa movimentação tectônica, magmatismo quimicamente variável e reciclagem de crosta modificada por subducção

prévia.

2.5 MAGMATISMO PÓS – COLISIONAL

De acordo com Liegeois (1998) para o conceito “Pós-colisional”, o prefixo pós (*post*) indica que tal período é posterior à colisão principal, mas também que o mesmo período é, ainda, relacionável com a colisão. A colisão é iniciada a partir do principal impacto entre duas ou mais placas tectônicas, consecutivo aos processos de convergência de placas e fechamento de um oceano, e é caracterizada pelo período de maior compressão. Neste sentido, o ambiente pós-colisional se inicia, comumente, em um ambiente intracontinental, entretanto, ainda sob influência de grandes zonas de cisalhamento. O período anorogênico será apenas iniciado após o término ou na atividade tardia dessas grandes zonas de cisalhamento geradas após a colisão principal, deste modo encerrando, o processo orogênico (Fig. 5).

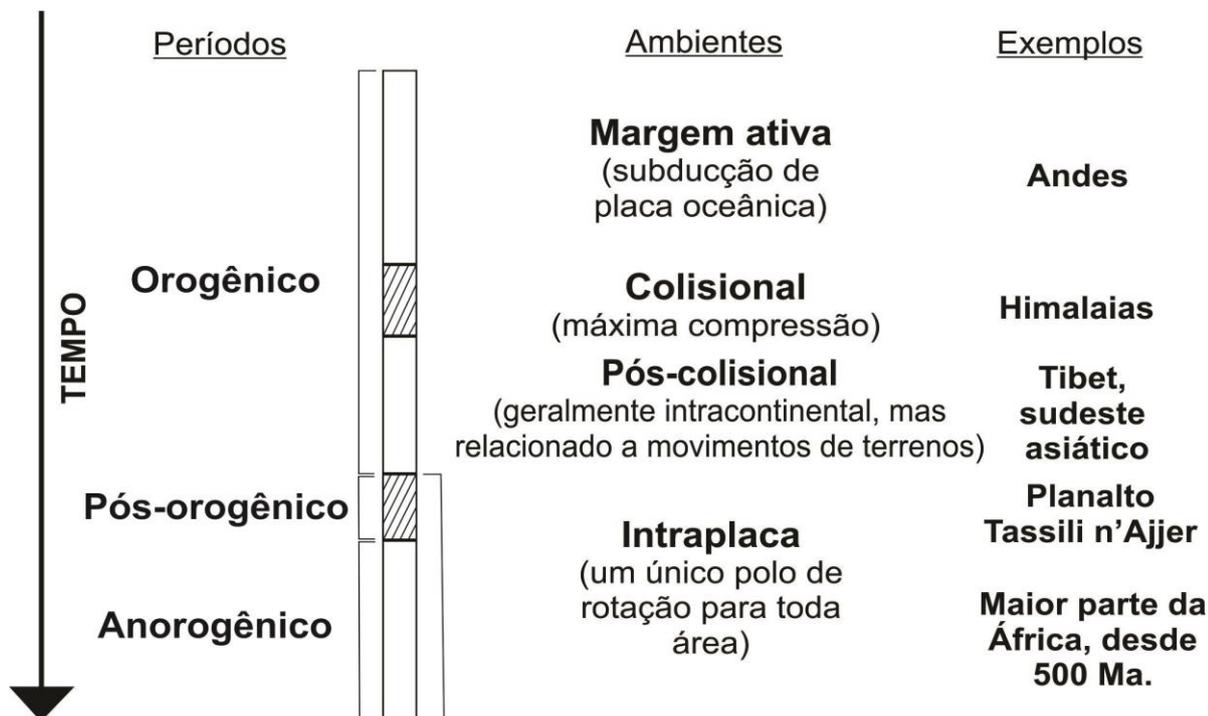


Figura 5: Definições tectônicas propostas por Liegeois (1998) em sequência cronológica. Modificada de Liegeois (1998).

O ambiente pós-colisional é um complexo período que pode incluir eventos geológicos, tais como: extensiva movimentação ao longo de zonas de cisalhamento, colisão oblíqua (*docking*), delaminação litosférica, subducção de pequenas porções de placas oceânicas e geração de *rifts* (LIEGEOIS, 1998). Durante a colisão, período de maior convergência, a ascensão de magmas é, portanto, desfavorecida, enquanto que no período pós-colisional, eventos contínuos ou episódicos de

alívio de pressão estão relacionados à geração de vários tipos de magmatismo.

Bonin (2004) reconhece a complexidade das associações magmáticas pós-colisionais e afirma que nesse ambiente rochas silicosas, peraluminosas, portadoras de silicatos de Al-Fe-Mg, como granada, cordierita e silimanita, são contemporâneas a suítes metaluminosas máficas e félsicas, abrangendo séries cálcico-alcalina com médio a alto K, shoshonítica e ultrapotássica. Harris *et al.* (1986), enfatizam o uso de granitos como traçadores geotectônicos (*geotectonic tracers*) no ambiente pós-colisional, assinalando que magmas com características de arco são indicativos do começo do período pós-colisional e que magmas do tipo intraplaca, sugerem a progressão da cratonização.

Devido à ocorrência de vários tipos de magmatismo em ambientes pós-colisionais, tarefas como discriminação tectônica e caracterização magmática das rochas envolvidas nesses ambientes podem ser difíceis e controversas. Contudo, Liegeois (1998) salienta três características comuns do magmatismo pós-colisional: (1) Volumetricamente, o magmatismo pós-colisional é principalmente potássico e particularmente cálcico-alcalino com alto K com volume subordinado de rochas shoshoníticas. Ainda, esporadicamente, granitoides fortemente peraluminosos, alcalinos a peralcalinos podem também ser volumosos. (2) Magmatismo pós-colisional é, geralmente, relacionado a grandes deslocamentos horizontais ao longo de grandes zonas de cisalhamento. (3) As rochas fonte do magmatismo pós-colisional foram geradas entre a crosta e o manto astenosférico, antes dos períodos de subducção e colisão de placas. Além disso, as áreas fontes, podem conter expressivo componente juvenil.

Harris *et al.* (1986) propõem, através de análise estatística de diversos granitoides selecionados a partir de áreas vastamente estudadas, com base em características temporais e espaciais e estudos geoquímicos, uma divisão, em quatro grupos, para o magmatismo em zonas de colisão: Grupo I (Intrusões geradas durante o período de margem ativa), Grupo II (Intrusões sin-orogênicas), Grupo III (Intrusões rasas, pós-colisionais) e Grupo IV (Intrusões hipoabissais pós-orogênicas). Embora as intrusões do Grupo III exibam altos valores para as razões Rb/Zr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, essas rochas apresentam diversas similaridades geoquímicas (e.g. elementos maiores e razão Rb/Zr com relação à SiO_2) com intrusões de arcos vulcânicos (Grupo I). Ademais, os autores apontam para uma origem das rochas do Grupo III a partir de cunha do manto enriquecido em elementos incompatíveis, sobre a placa oceânica subductada. Florisbal (2011) ressalta que a forte similaridade do magmatismo pós-colisional com os de arcos magmáticos evoluídos decorre do fato de ambos serem produzidos predominantemente a partir de fontes mantélicas afetadas por contaminação crustal.

Bonin (2004) sugere que a natureza, origem e evolução de suítes magmáticas pós colisionais a pós-orogênicas dependem fortemente do tipo de subducção que ocorreu durante o cenário de margem ativa. Neste contexto, empilhamento litosférico (*lithosphere stacking*), gerado devido à flutuabilidade de material crustal subductado, favorece a geração de magmas potássicos a ultrapotássicos. Enquanto

que, subdução íngreme de placa oceânica densa gera ruptura da placa subductada e geração de suítes cálcio-alcalinas de médio a alto K.

2.6 AMBIENTES GEOTECTÔNICOS E AS CLASSIFICAÇÕES GEODINÂMICAS DOS SISTEMAS MINERAIS

Depósitos minerais, economicamente viáveis, são distribuídos de forma heterogênea, mas não randômica no tempo e no espaço. Sua distribuição é diretamente relacionada à evolução da Terra, particularmente ao seu resfriamento progressivo e à sua evolução geodinâmica (GROVES; BIERLEIN, 2007). Os mesmos autores ressaltam que, devido ao fato de depósitos minerais serem concentrações químicas anômalas na crosta terrestre, formados por específicas combinações de processos em ambientes particulares, alguns desses depósitos podem, portanto, ser diagnósticos de ambientes geotectônicos específicos. Pirajno (2009) indica que, se a análise de alguns sistemas minerais for integrada, por exemplo, por dados litológicos tal análise pode ser diagnóstica de ambientes geotectônicos particulares. Consequentemente, a maioria dos sistemas minerais pode ser atribuída a ambientes geotectônicos definidos (*e.g.* Cobre pórfiro em ambientes de arco magmático).

No contexto geodinâmico dos sistemas minerais terrestres, diferentes autores consideram variadas classificações de ambientes geotectônicos e seus sistemas minerais associados. Condie (2005) propõe uma divisão para os sistemas minerais, conhecidos, em cinco ambientes: Cordilheiras oceânicas; Ambientes relacionados a plumas mantélicas; *Rifts* continentais; Cratons e margens passivas; e Arcos magmáticos e orógenos. Groves e Bierlein (2007) correlacionam ambientes geotectônicos e eventos magmáticos associados, e dividem os sistemas e depósitos minerais em sete grupos, sistemas minerais relacionados a: Magmatismo intracratônico; Magmatismo mantélico máfico; Magmatismo alcalino profundo; *Rift* intracontinental ou separação continental; Margem divergente; Margem Convergente; e Depósitos em sedimentos de ambiente geodinâmico não caracterizado. Uma análise mais geral é a de Sawkins (1990) que classifica os depósitos minerais como relacionados a ambiente de placas convergentes ou a ambiente de placas divergentes.

2.6.1 O período orogênico e sistemas minerais associados

Convergência e colisão de placas litosféricas resultam na formação de cinturões orogênicos. Os processos de encurtamento de crosta e litosfera são acompanhados por soerguimento e seguidos de colapso extensional (PIRAJNO, 2009).

Segundo Groves e Bierlein (2007), o encontro e interação entre placas convergentes geram ampla variedade de magmas, mobilização de metais, a partir de diversas fontes crustais e mantélicas, e condições de pressão e temperatura que controlam a formação de depósitos minerais. Devido a isto,

estes autores argumentam que a grande maioria dos tipos de depósitos minerais, conhecidos, é associada com ambiente convergente de placas tectônicas. Entretanto, no período orogênico (LIEGEOIS, 1998) o ambiente de margem ativa (de subducção) é muito mais efetivo na geração de depósitos minerais que os ambientes colisional *sensu strictu* e pós-colisional (Quadro 2). Por fim, Groves e Bierlein (2007) afirmam que depósitos de Sn-W, e mineralizações associadas, são os únicos depósitos econômicos comumente encontrados em orógenos continentais.

LIMITE TECTÔNICO	AMBIENTE GEOLÓGICO	TIPO DE DEPÓSITO MINERAL	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	
CONVERGENTE	SUBDUCÇÃO	Retroarco	Sistemas polimetálicos relacionados a intrusões VHMS (Tipo Kuroko e Abitibi) Cinturão a Pirita Iberiano (Rio Tinto) Depósitos metasomáticos Depósitos filonenaos polimetálicos	Au, Sn, W, Mo, Cu, U, Hg, F Cu, Pt, Zn, Ag ± Au Zn, Cu, Pb, Ag W, Au, Sb, Hg (± Mo, Be), F Ni, Cu, Ag, Au, PGE, Co
		Bacia de Ante-país	Mississippi Valley (MVT)	Zn, Pb, Cu, Ba, F
		Arco Magmático	Sistemas polimetálicos relacionados a intrusões Cobre pórfiro Brecha a Cobre Skarn Depósitos vulcânicos epitermais - Alta sulfetação - Baixa sulfetação - Tipo alcalino	Cu, Au, Ag, Sn, W, Bi, As, Sb, Te, Mo Cu±Mo, Au, Ag, Pb, Zn Cu, Mo±W Fe, Sn, W, Cu, Pb, Zn, Au Au, Ag, Hg, Sb, W, S(Pb, Zn) Au, Ag, Hg, Tl, Ba Au, Ag, Te, Mo, As, Hg
		Intraoceânico, continental	Hot Springs (McLaughlin)	Au, W, Sb, Hg
		COLISÃO CONTINENTAL	Terrenos acrescionários e Cinturões orogênicos	Depósitos filonenaos orogênicos
	Granitoides Colisionais		Stockworks, complexos filonenaos, skarns, greisens, pegmatitos, alaskitos	Sn, W, Li, Bi, Be, U (Nb, Ta), Mo
	Crostras oceânicas obductadas		Sulfeto maciço (tipo Cyprus)	Cr, Fe-Cu-Zn, Au
	Ofolitos		Cromo podiforme em dunito	

Quadro 2: Classificação dos principais tipos de depósitos minerais e associações metálicas em ambientes de placas convergentes. Destaca-se, no contexto dos depósitos minerais formados em ambiente de placas convergentes, a maior quantidade de depósitos relacionados aos ambientes de subducção, em relação ao ambiente colisional. Modificado de Pirajno (2009).

2.6.2 Os ambientes colisional e pós-colisional e depósitos minerais associados.

De acordo com Sawkins (1990), eventos de colisão tectônica são importantes metalogeneticamente, em termos de geração de depósitos minerais de elementos litófilos, como estanho e urânio. Relacionadas a estes depósitos, podem ser encontradas ocorrências de metais base, embora com pouca importância econômica. O autor ainda destaca que devido à tectônica convergente

e ao empilhamento de rochas preexistentes, depósitos pré-formados, especialmente em ambientes divergentes, e depósitos de sequência ofiolítica, podem ser encontrados em terrenos colisionais. Como exemplo, Pohl (2011) cita a zona de sutura de Altaids, China, como contendo um dos mais notáveis ofiolitos em conteúdo de metais no mundo, hoje alojado em zona de colagem continental.

Kerrich *et al.* (2005) propõem que orógenos continentais tendem a não formar novos depósitos minerais, com exceção dos depósitos de Sn-W associados a granitos tipo-S altamente fracionados. E afirmam que o retrabalhamento de crosta e o desenvolvimento limitado de arcos magmáticos durante orogênese continental não são suficientes para a geração de novos depósitos minerais. Em contrapartida Pohl (2011) sugere que, tipicamente, cinturões colisionais exibem depósitos hidrotermais magmáticos de Sn, W, Au e metais raros e depósitos formados por migração de fluídos metamórficos, com destaque para depósitos de Au orogênico (*orogenic gold deposits*, Groves *et al.* (2003)).

A divisão de Dewey (1988) contempla cinco principais fases durante a evolução geodinâmica de cinturões orogênicos. A Fase 1 é o período de encurtamento e espessamento crustal, caracterizada pelo desenvolvimento de cavalgamentos, baixo gradiente geotermal, pouco magmatismo associado, e metamorfismo de alta pressão. Fases 2 e 3 envolvem reequilíbrio térmico, aumento no gradiente geotérmico, rápido soerguimento de porções crustais e metamorfismo progressivo, e são acompanhadas de magmatismo granítico pós-colisional. O fim da terceira fase é marcado pelo início de processos extensivos que promovem afinamento crustal culminando em colapso, Fase 4. Durante a quarta fase, colapso extensional possibilita, através de processos de delaminação, o soerguimento do manto litosférico e consequentes aumentos no gradiente geotermal e magmatismo pós-colisional bimodal. Por fim, a Fase 5, pós-extensional, é marcada pela diminuição no gradiente geotermal e concomitante decréscimo da atividade magmática.

Como resultado dos processos orogênicos, Barbarin (1999) sugere que durante estágios de compressão granitos peraluminosos, de origem crustal, são gerados. Posteriormente, durante estágios transicionais há geração de granitoides calcialcalinos, metaluminosos, de origem mista, crustal e mantélica. E, finalmente, durante estágios de movimentos divergentes, granitoides tipo-A de origem mantélica são gerados. Neste modelo, pode-se notar que com a evolução do orógeno a contribuição mantélica no magmatismo é crescente.

Pirajno (2009) afirma que a associação espacial e temporal entre rochas intrusivas e sistemas hidrotermais minerais é facilmente explicada no regime orogênico, pois tanto fluidos hidrotermais como magmas ascendem juntos durante o contexto geodinâmico orogênico. Pirajno e Chen (2005) apontam que a gênese de fluidos e de depósitos minerais é contemporaneamente associada a processos petrológicos e granitogênicos no contexto orogênico. Desta forma, no modelo de Dewey (1988), fluidos formadores de minério são mais presentes durante as Fases 2 e 3 (transição compressão-

extensão) e Fase 4 (colapso extensional). Ou seja, nos estágios mais propícios para a colocação de corpos graníticos de grandes volumes. Processos mineralizantes em cinturões orogênicos são favorecidos por fases extensionais, dado que magmas e fluidos ascendem mais facilmente até profundidades mais rasas em ambientes extensionais (POHL, 2011).

De acordo com Pirajno (2009), magmas e fluidos ascendentes progressivamente se misturam a fluidos de fontes rasas ao longo de fraturas e condutos. Esse processo de mistura altera propriedades físico-químicas dos fluidos, causando instabilidades químicas, que permitem que os metais sejam precipitados. Deste modo, a mistura de fluídos caracteriza-se como o principal agente mineralizador no contexto orogênico. Blundell *et al.* (2002), através de estudos em orógenos modernos, apontam para ligação espacial entre depósitos minerais e falhas e/ou redes de fraturas em ambientes orogênicos, e revelam que falhas normais transportam quantidade significativamente maior de fluídos que falhas transcorrentes, e que falhas inversas praticamente não transportam fluídos durante a evolução de um orógeno.

Segundo Groves e Bierlein (2007), depósitos de classe mundial gerados durante configurações colisionais e pós-colisionais são restritos a depósitos de Sn e W. Pirajno (2009) afirma que em orógenos continentais existem algumas das maiores províncias de Sn-W conhecidas no mundo, como por exemplo, a Província do Sudoeste Britânico (*Cornwall*) e Panasqueira (Portugal), ambas no Orógeno Variscano, e o Cinturão de Estanho, localizado no sudeste asiático. Depósitos como esses são associados a granitoides tipo-S, ou granitoides da série ilmenita, altamente fracionados. Essas rochas são fortemente enriquecidas em voláteis e elementos incompatíveis (Rb, Th, U, Ta, Sn, W, Mo, B, F) e são geradas em ambientes de crosta espessa. Os depósitos mais importantes ocorrem como *stockworks*, redes de veios, ou como veios isolados caracterizados por greisenização e presença de turmalina (STEMPROK, 1981), quando rochas carbonáticas se encontram em contato com corpos ígneos, depósitos de *skarn* são também observados.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ETAPA PRÉ -CAMPO

Nessa primeira etapa, tarefas de pesquisa bibliográfica, como revisão de artigos e relatórios científicos, dissertações, livros e mapas realizados anteriormente na área de estudo, foram realizadas desde o princípio, no intuito de obter embasamento teórico, sobretudo a respeito da geologia regional, e como auxiliar no planejamento do projeto a ser desenvolvido. Dentro da etapa pré-campo do presente trabalho de detalhe, foi realizado também um trabalho de campo de abordagem regional. Este trabalho foi realizado em parceria com a iniciativa privada, denominado Projeto Wolframita Brusque (PWB), que foi realizado na área com enfoque em prospecção mineral e visava localizar e definir ocorrências de tungstênio na região. Ao final do PWB foi criado, em ambiente SIG, um banco de dados utilizado primeiramente na delimitação da área de mapeamento e, por conseguinte durante todo o desenvolvimento do trabalho objetivando o armazenamento e o gerenciamento de dados espaciais. Posteriormente, utilizando técnicas de estereoscopia e com auxílio dos softwares *Google Earth Pro*® e *ArcGIS 10.3*®, foi confeccionado um mapa base de campo, com acessos e afloramentos sinalizados e perfis previamente estabelecidos. A aquisição e preparação de materiais de campo, como: bússolas, aparelhos de GPS (Global Positioning System), marretas e trena, deram-se como fim da etapa pré-campo.

3.2 ETAPA DE CAMPO

Para levantamento dos dados de detalhe, foram realizados quatro dias de trabalhos de campo, os quais foram realizados entre os dias 25 e 28 de janeiro de 2016. No total foram visitados e estudados dezessete pontos, com intuito de procurar as relações de contato entre o Granito Rio do Salto e as rochas encaixantes, verificação de estruturas de deformação dúctil-rúptil, verificação da existência de zonas com maior concentração de alteração hidrotermal, determinação das texturas do Granito Rio do Salto e coleta para amostras de geoquímica. Em cada ponto foi produzida uma descrição sistemática das características intempéricas, físicas e geológicas. Dados estruturais, como atitude de veios e contatos foram obtidos com auxílio de bússola tipo Clar DQL – 2A. Os pontos de campo foram nomeados sistematicamente como PRS – 01, PRS – 02 e assim sucessivamente. As coordenadas geográficas de cada ponto foram adquiridas utilizando aparelho portátil de GPS *Etrex 30X* da marca *Garmin*®, o qual fora também utilizado para navegação em campo. Fotografias e croquis esquemáticos foram elaborados para registro e foram utilizados em interpretações decorrentes.

Aproximadamente vinte e cinco amostras, provenientes de quatorze diferentes pontos, foram

coletadas. As amostras foram numeradas de acordo com o ponto e, quando necessário, discriminadas para petrografia e/ou análise geoquímica. Amostras homogêneas, pouco intemperizadas, foram coletadas e enviadas para análise geoquímica, além de laminação. Amostras com variações texturais e mineralógicas e/ou seccionada por veios, e/ou próximas a contatos litológicos foram preferencialmente selecionadas para laminação.

3.3 ETAPA PÓS - CAMPO

Durante a etapa pós-campo foram realizadas atividades sistemáticas de seleção e preparação de amostras e interpretação dos dados coletados em campo.

3.3.1 Petrografia

Dez amostras foram encaminhadas para a preparação de lâminas delgadas. As lâminas delgadas de rocha foram produzidas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geociências da UFSC – LabLam. Foram selecionadas lâminas do Granito Rio do Salto com alteração hidrotermal, para avaliação da mesma e sem alteração, e ainda lâminas da rocha encaixante. O preparo de lâminas delgadas de rocha envolve alguns processos:

- (a) Corte da amostra, em serra mecânica com disco diamantado, para gerar fatias de rochas, em geral mais finas que 2 cm.
- (b) Produção de tablete de rocha, em serra menor, conforme o tamanho da lâmina de vidro a ser utilizada.
- (c) Polimento de um dos lados do tablete de rocha.
- (d) Colagem com resina do tablete de rocha a uma lâmina de vidro.
- (e) Após a secagem, é feito o desbaste do tablete de rocha até tal atingir espessura aproximada de 0,03mm.
- (f) Desbaste da lâmina sobre superfície plana com pós-abrasivos.
- (g) A depender da necessidade pode ser ainda necessário um polimento à lâmina ao final do processo.
- (h) No caso das lâminas utilizadas para análise no microscópio eletrônico de varredura foi ainda realizada uma etapa de polimento.

As análises petrográficas foram feitas em microscópio *Olympus* modelo BX41 e fotomicrografias foram geradas com auxílio do software *AnalySIS imager*.

3.3.2 Microscopia Eletrônica

Três lâminas delgadas do Granito Rio do Salto foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura **JEOL JSM-6390LV** do Laboratório Central de Microscopia Eletrônica da UFSC (LCME). As amostras foram recobertas por carbono em ambiente a vácuo.

O uso da técnica de microscopia eletrônica objetivou a caracterização de minerais, sobretudo opacos, bem como ilustrar texturas e relações de contato entre os minerais presentes nas rochas analisadas. Foram adquiridas imagens de BSE (*back scattering electrons*) com ampliações variando de 45 a 1.500x, sempre com a fonte de elétrons operando a uma tensão de aceleração igual a 15 kV. Tais imagens foram complementadas por análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS - Energy Dispersive X-Ray Spectrometer), no modo *spot* em que as análises são feitas em pontos selecionados, diferentemente do modo varredura que analisa a amostra como um todo. Tal método possibilitou análise semi-quantitativa dos elementos químicos presentes nas fases minerais estudadas.

A Técnica de Microscopia Eletrônica de Varredura baseia-se na interação da matéria com elétrons excitados e destina-se principalmente à produção de imagens com aumentos de até 500 mil vezes (FIGUEIREDO, 2000). Segundo Dedavid *et al.* (2007) o princípio de um MEV consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto, por linhas sucessivas e transmitir o sinal detector a uma tela catódica cuja varredura está perfeitamente sincronizada com aquela do feixe incidente. O sinal de imagem resulta da interação do feixe incidente com a superfície da amostra e o sinal recolhido pelo detector é utilizado para modular o brilho do monitor, permitindo a observação.

O método de EDS possibilita a realização de análises químicas no MEV. Seu funcionamento consiste na interação de um feixe de elétrons com a amostra. De acordo com Dedavid *et al.* (2007), a técnica de EDS considera o princípio de que a energia de um fóton está relacionada com a frequência eletromagnética. Fótons com energias correspondentes a todo espectro de raios-X atingem o detector de raios-X quase que simultaneamente, e o processo de medida é rápido, o que permite analisar os comprimentos de onda de modo simultâneo. Cada elemento químico produzirá uma resposta característica em relação à emissão de raios-X.

3.3.3 Geoquímica elemental

Cinco amostras de rocha foram selecionadas para análise geoquímica. Foram priorizadas amostras sem alteração hidrotermal para possibilitar o estudo das características do magma gerador do Granito Rio do Salto. As amostras foram primeiramente lavadas em água corrente para eliminar quaisquer impurezas, por conseguinte cada amostra foi britada e armazenada em sacos plásticos

devidamente nomeados para que então fossem enviadas a empresa SGS GEOSOL Laboratórios para determinação da composição das rochas em elementos químicos.

A determinação dos elementos maiores foi feita utilizando tetraborato de lítio como fundente e a quantificação de elementos maiores foi feita por Fluorescência de raios X. Para a determinação dos elementos traços e terras raras as amostras foram fundidas com metaborato de lítio e a quantificação foi feita por espectrometria de massa. Os dados geoquímicos foram tratados utilizando o software GCDkit 4.1.

3.3.4 Integração e análise final

Como produtos finais deste trabalho serão apresentados: Um mapa geológico de detalhe que contempla as relações geológicas entre as litologias, como bem a posição geográfica das ocorrências minerais encontradas na área de mapeamento; caracterização petrográfica e geoquímica do Granito Rio do Salto; e caracterização geológica das ocorrências minerais presentes na região de afloramento do Granito Rio do Salto.

A Análise final levou em consideração mapeamentos prévios da região estudada, produtos gerados em Ambiente SIG (e.g. MDT + *Hillshade effect*), análise de imagens aéreas e estereoscopia, apreciação de dados petrográficos (microscopia convencional + microscopia eletrônica de varredura) combinados com dados geoquímicos em rocha total, e, por fim comparação dos dados com dados da literatura.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

O Escudo Catarinense é composto em grande parte por rochas graníticas relacionadas ao Ciclo Brasileiro/Panafricano e a maior parte destas rochas é intrusiva em rochas metamórficas de idade paleoproterozóica a neoproterozóica (HARTMANN *et al.* 2003; SILVA *et al.* 2002, 2005; BASEI *et al.* 2011). O cinturão granítico se estende predominantemente pela porção leste do Escudo Catarinense, e suas litologias são seccionadas por duas zonas de cisalhamento de escala litosférica, a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (FLORISBAL 2011). A impressão regional destas duas importantes estruturas permite a compartimentação do Escudo Catarinense em três domínios: Interno, Intermediário e Externo, assim definidos por Basei (1985). O Domínio Intermediário é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino e engloba as rochas do CMB, granitoides intrusivos no mesmo, e as rochas do Complexo Camboriú. A área de estudo se encontra neste Domínio, sob a designação de granitoides intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque, na região situada próxima ao município de Nova Trento (Fig 6).

É consenso entre diversos autores que o CMB é constituído por associação de rochas metavulcano-sedimentares. Philipp *et al.* 2004 indicam que o CMB, em sua porção central, é intrudido por granitoides brasileiros. Segundo Bitencourt e Nardi (2000), este magmatismo abrange granitoides subalcalinos, metaluminosos, alto-K e leucogranitos peraluminosos precoces em relação à tectônica transcorrente, que evoluem para granitoides de afinidade shoshonítica e, eventualmente, alcalinos metaluminosos de caráter tardi- a pós-transcorrente, não vinculados ao Batólito Florianópolis.

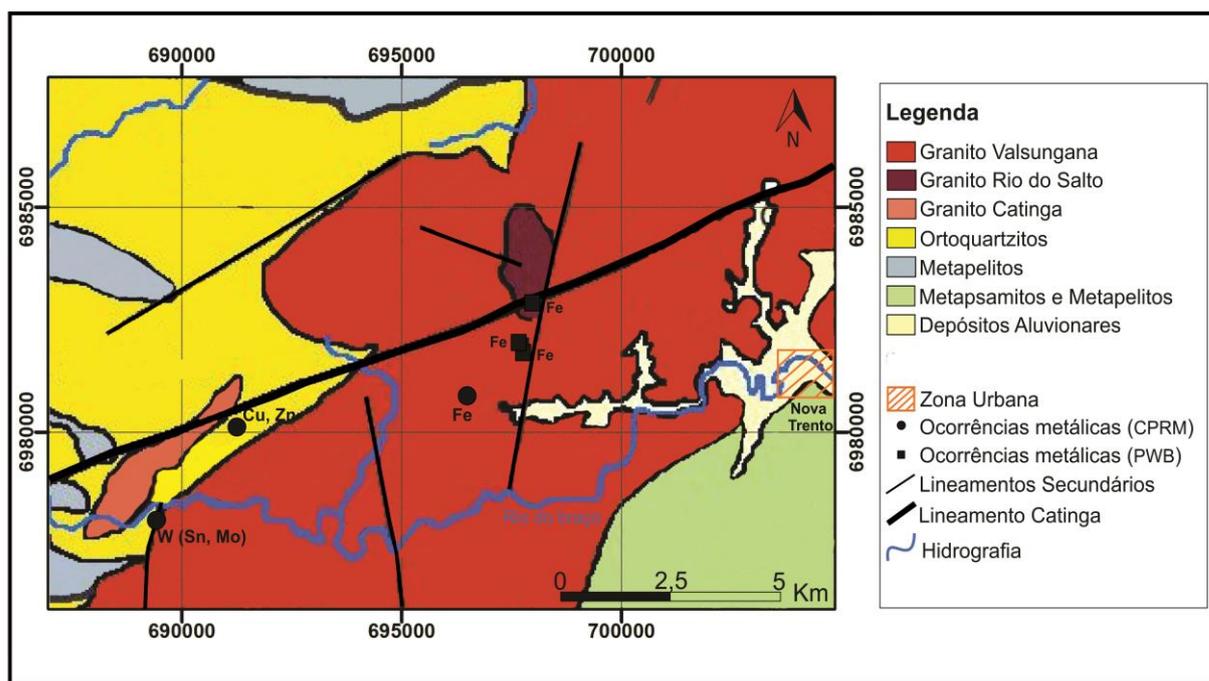


Figura 6: Mapa geológico da região a oeste do município de Nova Trento – Santa Catarina. Modificado de Wildner *et al.* 2014.

Em relação aos aspectos fisiográficos, o município de Nova Trento está inserido na Bacia hidrográfica do Rio Tijucas, entre o Alto e Médio Vale do Rio Tijucas. Segundo Rocha e Marimon (2011), o Alto Vale do Rio Tijucas é caracterizado pela presença de três unidades geomorfológicas: Serras do Leste Catarinense, Patamares do Alto Rio Tijucas e Planície Fluvial. Nas áreas em que afloram as rochas do Embasamento Cristalino predominam morros cupuliformes, com vales encaixados, em formato de V, próximos das nascentes. Já nos cursos médios dos rios observam-se vales com fundo plano, dispostos entre morros (Fig. 7).



Figura 7: Aspectos geomorfológicos da região de estudos. A: Relevo acidentado com vales encaixados e morros arredondados ou cupuliformes. B: Vale fundo e plano encaixado entre os morros e rio meandrante.

Na região da área de estudos as porções de rochas graníticas produzem relevos mais acentuados, dispostos na forma de lineamentos positivos orientados segundo a direção N15-30 (Monte Barão, Fig.8) ou como anomalias circulares que geram padrões de drenagem dendrítico angular ou radial. Enquanto que as rochas metamórficas produzem relevos mais homogêneos e topograficamente baixos e padrões de drenagem dendríticos ligeiramente orientados a NE (Fig. 8).

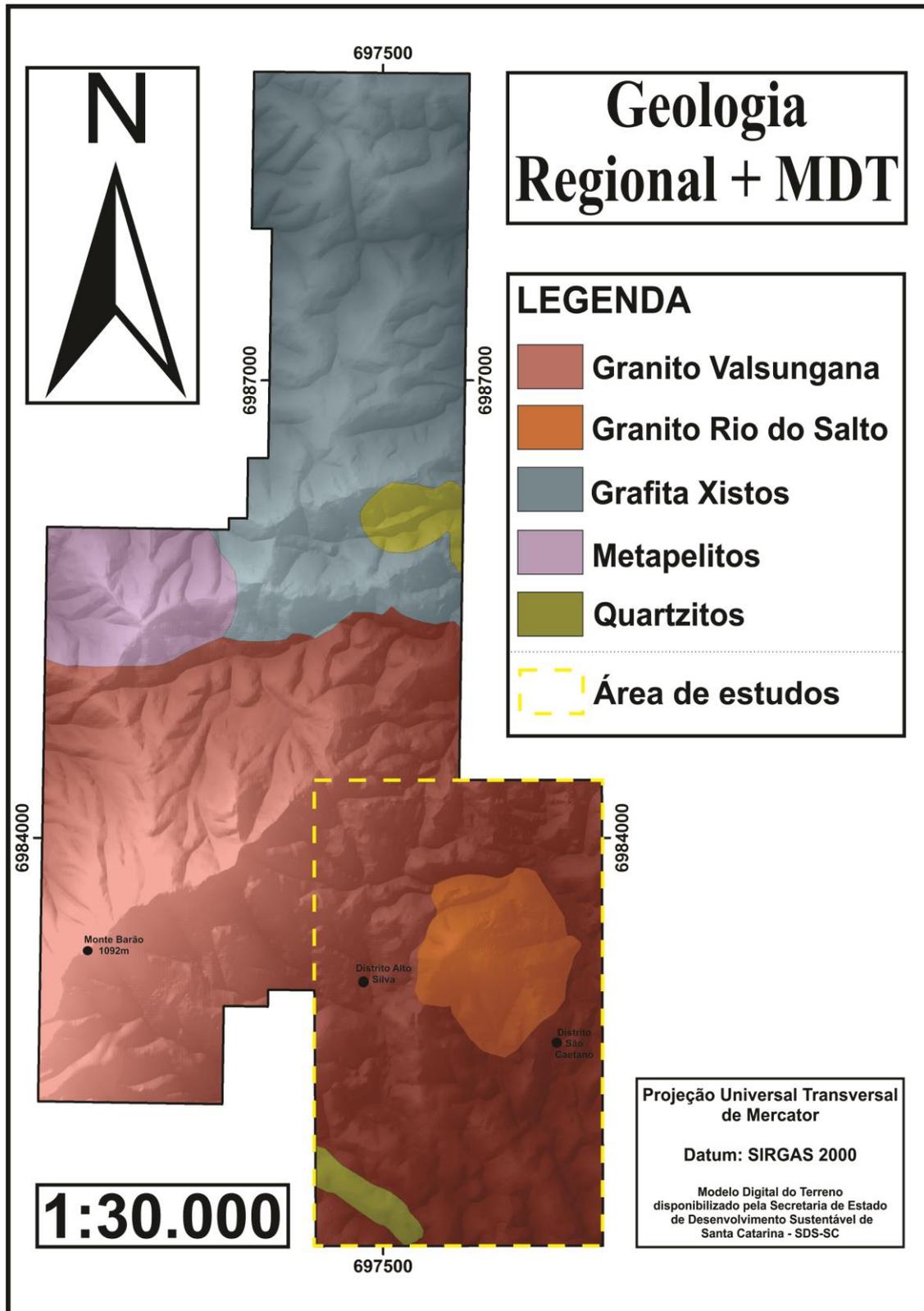


Figura 8: Geologia da região de estudos sobreposto a Modelo Digital de Terreno (MDT). Área do processo 518891/2013 do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) somada à área de estudos deste trabalho. Modificado de Fontana (2016).

De acordo com a cartografia de semi-detalle produzida por Fontana *et al.*, (2016) a norte da área de estudos, adentrando as regiões dos municípios de Brusque e Botuverá, predominam rochas metamórficas do CMB divididas em grafita xistos, metapelitos e quartzitos (Fig. 8). Os grafita xistos são de coloração cinza, com brilho resinoso a metálico, de granulação fina a média e bandados, alguns termos são compostos essencialmente por grafita (~85%) (Fig. 9a). Os metapelitos são granada-mica xistos a granada-quartzo-mica xistos, de coloração cinza amarelada, avermelhada ou esverdeada, com bandamento composicional composto por níveis milimétricos micáceos ou quartzosos intercalados, podem conter porfiroblastos de granada almandina (Fig. 9b). Os quartzitos são rochas maciças a levemente foliadas, de colorações esbranquiçadas, essencialmente compostas por quartzo (~95%) (Fig. 9c). Localmente constituem quartzitos impuros, com bandas milimétricas ricas em feldspato e/ou micas. A textura principal das rochas quartzíticas é granoblástica poligonal, subordinadamente apresentam textura sacaroidal.

O Granito Valsungana é dominante tanto na área de estudo (área destacada da Fig. 8) como em suas adjacências (Fig. 8). São rochas classificadas como biotita sieno a monzogranitos, de cor branca acinzentada, de estrutura maciça (Fig. 9d), localmente foliados, devido ao alinhamento de megacristais de K-feldspato e, subordinadamente de cristais lamelares de biotita. Apresentam textura porfírica, com matriz heterogranular. Ainda, pontualmente, são encontradas amostras hidrotermalizadas e cataclásticas, de cores avermelhadas, seccionadas por vênulas de epidoto e mineral metálico (Fig. 9e).

O Granito Rio do Salto é classificado como sieno a monzogranitos de coloração avermelhada ou esbranquiçada, isótipos, de texturas fanerítica, inequi a equigranular, localmente, porfírica com presença de megacristais tabulares de feldspatos, não maiores que 1.5 cm (Fig. 9f).

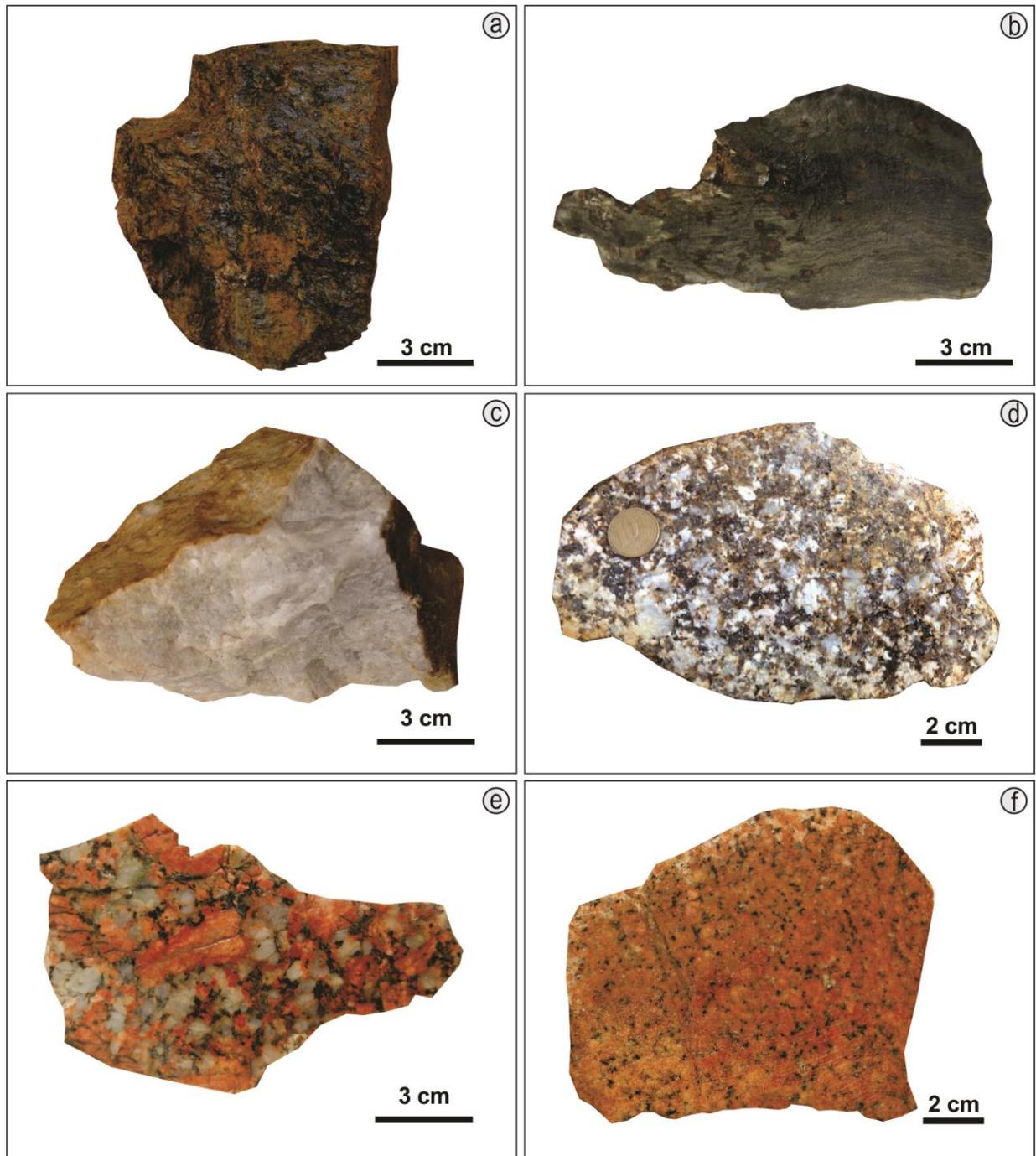


Figura 9: Feições mesoscópicas das litologias aflorantes na área de estudos. **a:** Grafita xisto; **b:** Metapelito; **c:** Quartizito; **d:** Granito Valsungana; **e:** Granito Valsungana hidrotermalizado; **f:** Granito Rio do Salto.

5. RESULTADOS

5.1. GEOLOGIA

Na área de estudos, alvo de mapeamento de detalhe, são reconhecidos três litotipos distintos: Granito Valsungana, Granito Rio do Salto e Quartzito (Fig. 10). A seguir as unidades mapeáveis serão descritas e as relações observadas em campo entre tais unidades serão apresentadas como fundamento para decorrentes interpretações sobre geologia e controles de colocação, idade relativas, evolução geoquímica e condições de cristalização das rochas plutônicas.

5.1.1 Complexo Metamórfico Brusque

Na área mapeada o Complexo Metamórfico Brusque é representado por um afloramento de rochas quartzíticas, de aproximadamente 160 m², na região sudoeste do mapa (Fig.10).

5.1.1.1 Quartzito

O quartzito é aflorante em uma área de forma alongada de eixo maior orientado a noroeste N280⁰, inserida entre dois lineamentos topográficos negativos sub-paralelos, os quais canalizam drenagens (Fig. 10). A área de afloramento do quartzito é circundada pelo Granito Valsungana e o contato entre as duas litologias é encoberto. A rocha é maciça de cor branca, de composição essencialmente quatzosa (~95%) (Fig. 9c), de textura principal granoblástica poligonal, subordinadamente apresenta textura sacaroidal. Usualmente essas rochas encontram-se fraturadas e apresentam duas principais famílias de fraturas (N230⁰/55⁰ e N115⁰/75⁰).

O afloramento de quartzito presente no sudoeste da área mapeada, embora tenha seus contatos encobertos, parece estar fortemente controlado por dois lineamentos paralelos. Deste modo, as rochas quartzíticas podem representar blocos remanescentes do CMB controlados por falhas ou como pendente de teto (*roof pendant*) ou ainda como megaxenólito das rochas encaixante do CMB na intrusão granítica, já que diversos autores relatam a existência de megaxenólitos e pendentes de teto no Granito Valsungana (*e.g.* Castro, 1997; Basei *et.al.*, 2011).

Mapa Geológico 1:15.000

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1974
E CORREÇÃO MERIDIONAL
DO CENTRO DA FOLHA

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCERÁ ANUALMENTE

N

Escala 1:15.000

Equidistância das curvas
de nível: 25 metros

Projeção Universal Transversa
de Mercator

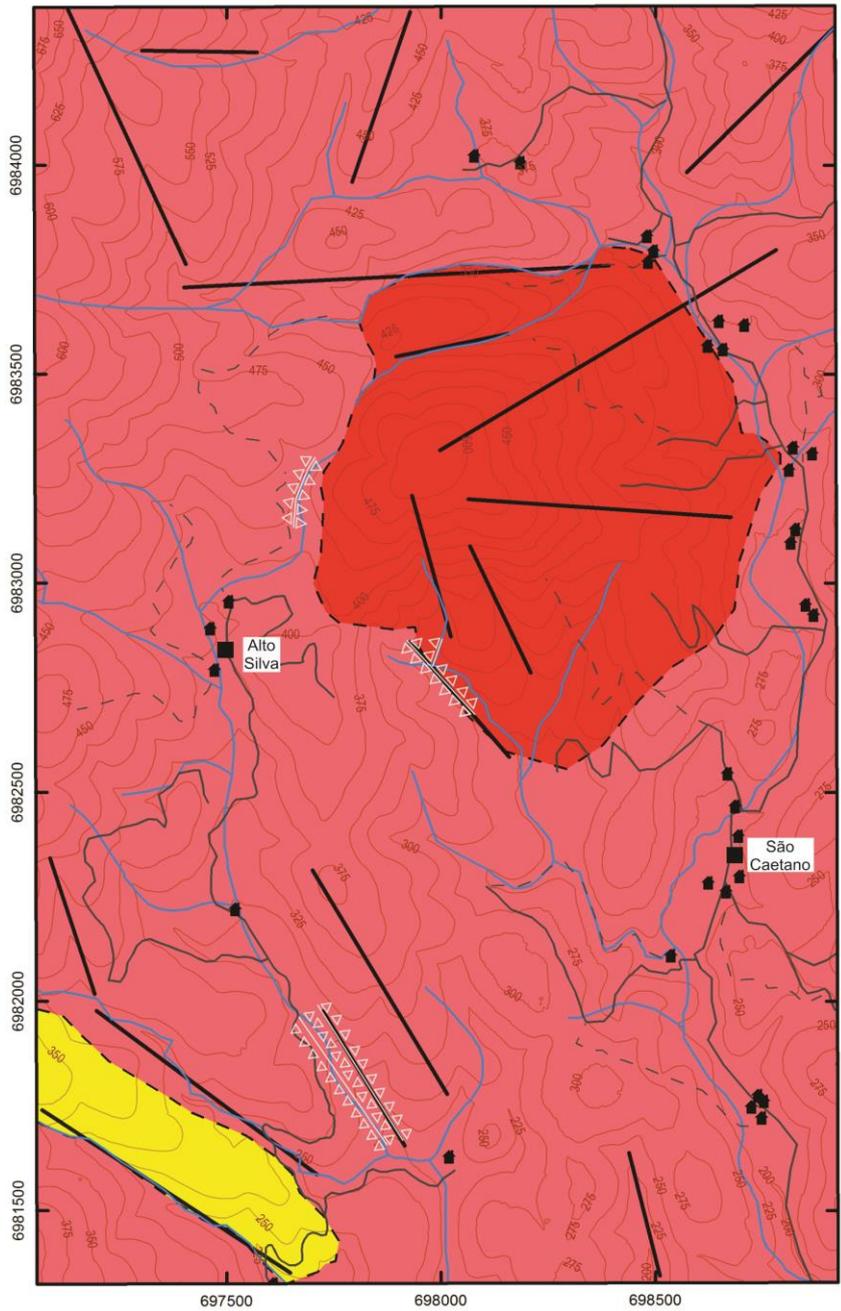
Datum Geográfico
SIRGAS 2000

Convenções Geológicas

- Contato inferido
- Lineamentos
- Zona de cataclase

Convenções Cartográficas

- Estradas
- Caminhos
- Cursos d'água
- Curvas de nível
- Localidades
- Propriedades



ERA		Litologia		COLUNA ESTRATIGRÁFICA
Período				
Neoproterozóico	Eólicasiano	Suíte Nova Trento	GRS	<p>Granito Rio do Salto (GRS): Sieno- a monzogranitos, leucocráticos mais raro, biotita-granitos, de coloração vermelha acinzentada ou localmente esbranquiçada, maciços, isotrópos, de texturas fanerítica, inequi- a equigranular fina, localmente porfíricas com presença de fenocristais tabulares de plagioclásio, de até 1.5 cm. Como minerais acessórios contém biotita, muscovita, allanita, apatita, zircão, granada e pirita, minerais secundários são sericita, epidoto e clorita.</p> <p>Granito Valsungana (GV): biotita sieno- a monzogranitos brancos acinzentados, mais raro róseos, comumente isotrópos, de textura principal heterogranular média a grossa, ou porfírica, localmente foliados. Variedades porfíricas, contém megacristais euétricos a anédricos arredondados de k-feldspato de até 8 cm e matriz heterogranular a inequigranular seriada. Como minerais acessórios contém apatita, zircão, allanita e opacos e como minerais secundários pode conter clorita, sericita e epidoto.</p>
		Suíte Valsungana	GV	
Tonião	Complexo Metamórfico Bosque		Qz	<p>Quartzito (Qz): A rocha é maciça de cor branca, de composição essencialmente quartzosa (~95%), de textura principal granoblástica poligonal, subordinadamente apresenta textura sacaroidal.</p>

Figura 10: Mapa geológico da área de estudos

5.1.2 Granitos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque

Os Granitos Valsungana e Rio do Salto são as duas litologias plutônicas aflorantes na área mapeada.

5.1.2.1 Granito Valsungana

O Granito Valsungana (GV) é a litologia dominante em área de afloramento (Fig. 10). Aflora na forma de lageados pequenos ou alongados e descontínuos, orientados preferencialmente a norte ou nordeste, e ainda na forma de blocos rochosos arredondados, de dezenas de metros. A geomorfologia desta unidade se expressa na forma de relevo cupuliforme, parcialmente arrasado, com algumas cristas isoladas. Na área de estudos é localmente afetado por cataclase (Fig. 10), que ocorre na forma de faixas onde há concentração da deformação rúptil e rochas cataclásticas compostas por quartzo amorfo remobilizado, enquanto que em outras áreas ocorrem brechas com feições de alteração hidrotermal, denotada pela percolação de fluidos em veios, vênulas e *stockworks* (variedade hidrotermal).

Na área mapeada foi classificado como biotita sieno- a monzogranitos brancos acinzentados, mais raro róseos, comumente isótipos, de textura principal heterogranular média a grossa (Fig 9d), ou porfirítica (Fig. 11b), localmente foliados, foliação esta denotada pela disposição subparalela de megacristais de K-feldspato e biotitas lamelares. Variedades porfiríticas, contêm megacristais euédricos a anédricos arredondados de K-feldspato de até oito centímetros dispostos em matriz heterogranular a grossa. Como minerais acessórios contém apatita, zircão, allanita e opacos e como minerais de alteração pode conter clorita, sericita e epidoto.

5.1.2.1.1 Variedade hidrotermal

A variedade hidrotermal é caracterizada por rochas de coloração avermelhada, cataclásticas e relacionadas a zonas de cataclase, comumente seccionadas por veios e vênulas hidrotermais (Fig. 11c) e são relacionadas a zonas de cataclase. São rochas quartzo-feldspáticas de granulação média a grossa inequigranulares ou porfiríticas, com megacristais de K-feldspato vermelhos, quartzo anédrico e biotita intersticial. Veios de espessuras milimétricas a centimétricas que seccionam as rochas são compostos por quartzo, epidoto, hematita ± pirita e albita.

As rochas da variedade hidrotermal preservam feições de diferentes graus de hidrotermalismo. São encontradas desde rochas graníticas brancas a avermelhadas seccionadas por veios de quartzo, epidoto e hematita até hidrotermalitos, que preservam pouca ou nenhuma feição

ígnea, e brechas hidrotermais que preservam clastos do GV (Fig 11c,d,e,f).

Os hidrotermalitos e brechas hidrotermais são encontrados em duas regiões na área mapeada (zonas de cataclase a sul, Fig. 10). Estas rochas são associadas a zonas de intenso fluxo hidrotermal, caracterizadas por regiões onde o Granito Valsungana apresenta-se em tons avermelhados e pela presença de veios e vênulas hidrotermais. As rochas comumente apresentam estrutura bandada, formada por níveis quartzosos milimétricos a centimétricos subparalelos. São afetadas por intensa silicificação, propilitização e sulfetização, tais processos hidrotermais são mais pronunciados próximo ao contato entre veios de espessura centimétrica e a rocha encaixante.

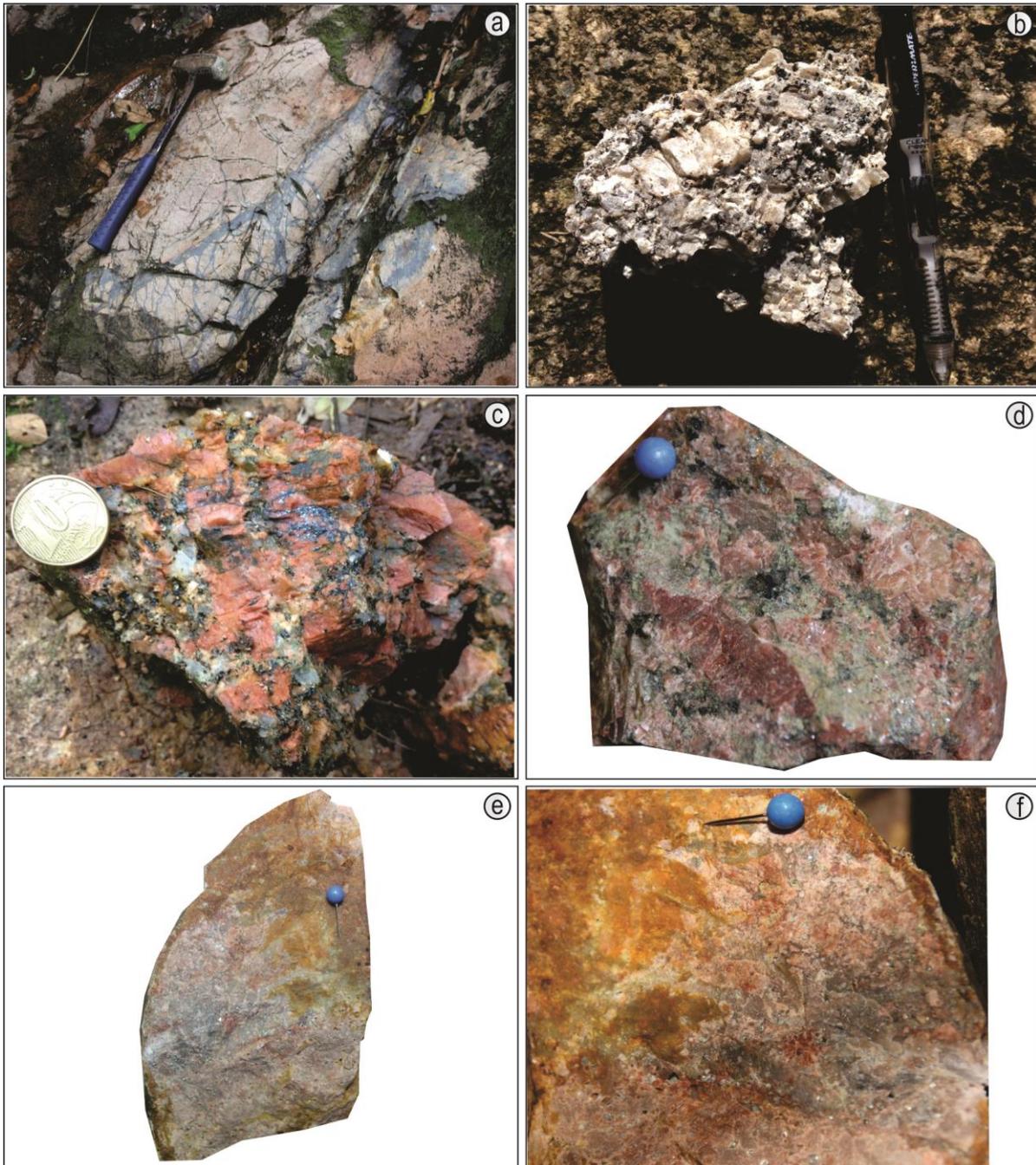


Figura 11: Feições mesoscópicas identificadas no Granito Valsungana. **a**: Sistema filonenano tipo *stockwork*; **b**: Variedade porfírica; **c**: Variedade hidrotermal, rocha porfírica seccionada por vênulas de hematita; **d**: Variedade hidrotermal, rocha porfírica alterada por silicificação, propilitização e sulfetização; **e**: Variedade hidrotermal, brecha hidrotermal com bandamento incipiente, gerado por veios quartzosos sub-paralelos; **f**: Variedade hidrotermal, brecha hidrotermal em detalhe, notam-se silicificação e sulfetização pervasiva. As amostras descritas em sequência b - c - d - e - f descrevem desde um protólito relativamente inalterado até rochas fortemente transformadas estruturalmente e mineralogicamente por processos de cataclase e hidrotermais (hidrotermalitos).

5.1.2.2 Granito Rio do Salto

O Granito Rio do Salto (GRS) aflora na forma de um corpo aproximadamente circular, circunscrito, integralmente intrusivo no Granito Valsungana, de área aproximada igual a um quilômetro quadrado. É identificável em fotografias aéreas e em campo por sua resposta de relevo positivo de forma aproximadamente circular. Localmente possui enclaves gnáissicos máficos e xenocristais do GV, e raramente possui enclaves máficos microgranulares.

São sienos - a monzogranitos leucocráticos (Fig. 12a), mais raramente, biotita-sieno a monzogranito (Fig. 12b); de coloração vermelha acinzentada ou localmente esbranquiçada, maciços e isotropos; de texturas fanerítica, inequi- a equigranular fina (Fig. 12a), localmente porfiríticos com presença de megacristais tabulares de plagioclásio, não maiores que 1,5 cm. Comumente as rochas contêm vênulas de espessuras milimétricas de quartzo e/ou epidoto. Como minerais acessórios contêm biotita, muscovita, allanita, apatita, zircão, granada e pirita, minerais secundários são sericita, epidoto e clorita.

Variedades esbranquiçadas são encontradas, sobretudo nas áreas centrais e norte de onde aflora o GRS. Localmente as rochas apresentam aglomerados (*clots*) esféricos de biotita de até um centímetro. Pontualmente encontrou-se um enclave gnáissico máfico de aproximadamente vinte centímetros, parcialmente assimilado (Fig. 12c) e raros enclaves máficos microgranulares. Xenocristais e microxenólitos do GV são usualmente encontrados (Fig. 12d), os xenocristais usualmente preservam feições da rocha fonte, como cristais de feldspato alcalino com inclusões de biotita e zonação concêntrica dos cristais de feldspato alcalino.

Em área a sul onde o GRS é aflorante, próximo ao contato com o GV da variedade hidrotermal (contato encoberto) foram encontrados veios aplíticos de dez a quinze centímetros de espessura que seccionam o GRS (Fig. 12e), no contato entre as litologias há propilitização, evidenciada por porções escuras esverdeadas próximas ao contato compostas, essencialmente por epidoto e clorita. Pontualmente nessa área são encontradas variações do GRS portadores de pirita secundária euédrica de até um centímetro (Fig. 12f). Mesmo com a caracterização dessas feições de hidrotermalismo no GRS, é importante destacar que tais são pontuais e não pervasivas. Dada também a distribuição esparsa e não contínua dessa alteração, que não tem representação nem mesmo em mapa de detalhe, optou-se por não identificar esta variedade como fácies.

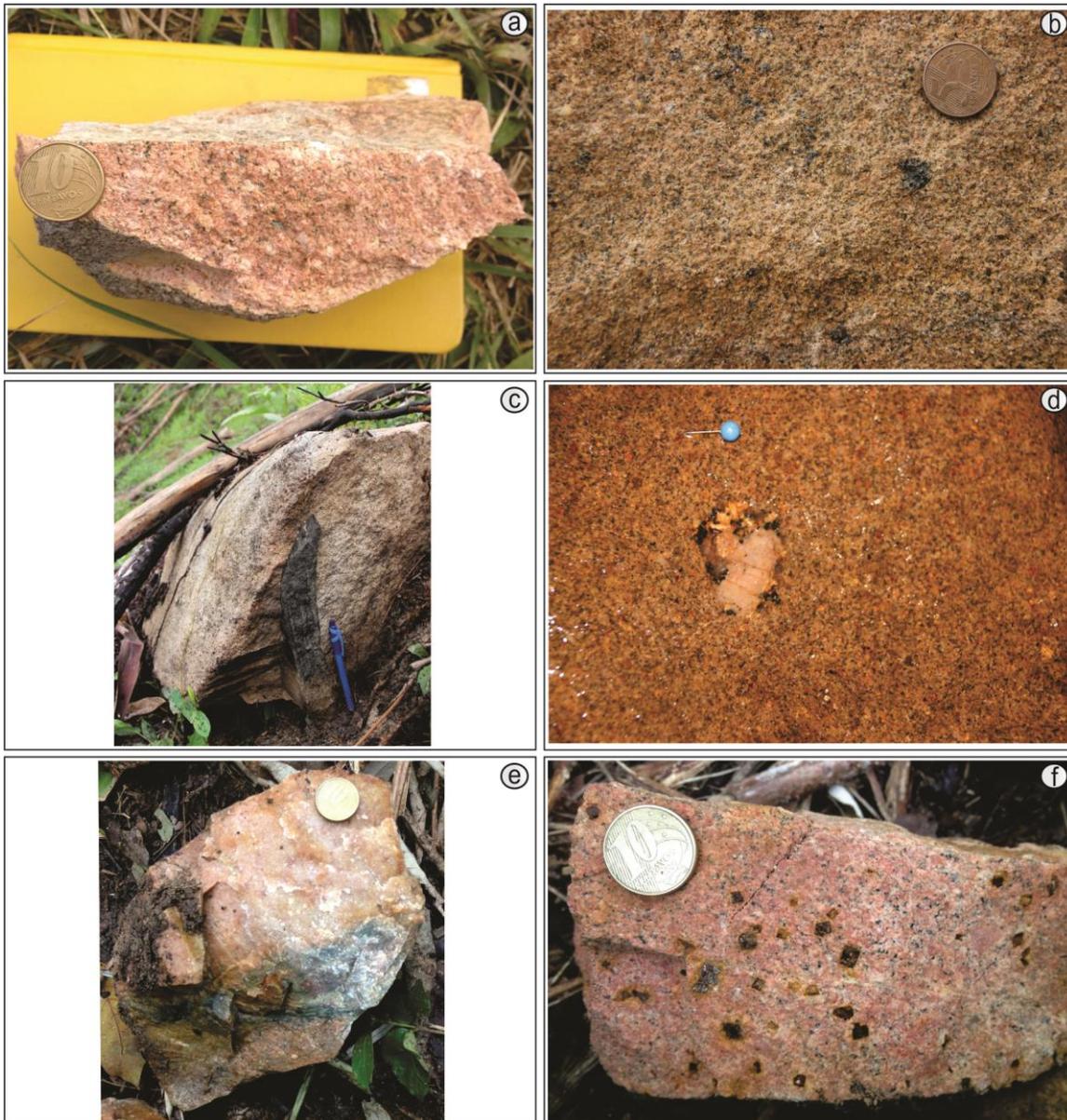


Figura 12: Feições mesoscópicas do Granito Rio do Salto. **a**: Granito vermelho acinzentado, leucocrático e isótropo, típico do GRS; **b**: Granito cinza amarronado, variedade biotita-granito com *clots* biotíticos; **c**: Bloco rolado do Granito Rio do Salto com xenólito de gnaiss máfico finamente bandado; **d**: Xenólito do Granito Valsungana (porção de matriz e megacristal de K-feldspato) parcialmente absorvido no Granito Rio do Salto. **e**: Contato entre veio aplítico e Granito Rio do Salto, nota-se propilitização próximo ao contato; **f**: Granito Rio do Salto variedade hidrotermalizada e com pirita euédrica, centimétrica, de origem secundária.

5.1.3 Ocorrências minerais

As ocorrências de minerais metálicos encontradas na região mapeada são restritas as rochas graníticas intrusivas no Complexo Metamórfico Brusque e ocorrem, sobretudo no GV. São

encontradas ocorrências de óxido (hematita) e sulfeto (pirita) metálicos.

A hematita ocorre em veios e vênulas associada a quartzo, epidoto e, mais raro, albita. No GV as ocorrências de hematita são encontradas na variedade hidrotermal. Em rochas menos hidrotermalizadas vênulas de hematita seccionam a matriz e os megacristais de K-feldspato (Fig. 11c). Nos termos mais hidrotermalizados, hidrotermalitos e brechas hidrotermais, a hematita ocorre na forma de vênulas milimétricas, aproximadamente retas ou na forma de veios e vênulas associadas a sistema filoneano tipo *stockwork* (Fig. 11a). No GRS as ocorrências de hematita são pontuais na forma de vênulas a hematita. Independente da encaixante, os veios portadores de hematita apresentam contato direto e fragmentos angulosos da encaixante.

A pirita no GV ocorre associada à silicificação e propilitização nos hidrotermalitos e nas brechas hidrotermais. É encontrada em aglomerados finamente granulares de pirita + epidoto e clorita ou na forma de cristais euédricos finos a médios esparsos (Fig. 11 d,e,f). No GRS, a ocorrência de pirita é pontual (Fig. 11f), se dá na forma de cristais euédricos de até um centímetro em rochas relativamente não alteradas próximas ao contato entre a fácies hidrotermal do GV e o GRS.

5.2. PETROGRAFIA

As análises petrográficas foram desenvolvidas com base no estudo petrográfico de doze lâminas delgadas em microscópio de luz polarizada e transmitida. Tais análises foram complementadas pela análise de três lâminas em Microscópio Eletrônico de Varredura. A classificação petrográfica aqui apresentada tem como base os critérios de Streckeisen (1976) e Le Maitre *et al.* (2002). Primeiramente serão apresentadas as características petrográficas puramente magmáticas do Granito Rio do Salto e em seguida as características secundárias provenientes de deformação, hidrotermalismo e alteração mineral serão caracterizadas.

5.2.1 Granito Rio do Salto

O Granito Rio do Salto é constituído por sieno a monzogranitos (Fig. 13 e 14) leucocráticos e, mais raro, biotita-granitos. Texturalmente são rochas holocristalinas, de textura inequigranular de granulação fina a média hipidiomórfica (Fig 14a-c) ou de textura fracamente porfírica (<10% de megacristais de distribuição esparsa) com megacristais, < 1,5mm de plagioclásio, quartzo e, menos comum, K-feldspato, envoltos por matriz inequigranular fina (Fig. 14b,d). Textura granofírica é rara e, em geral, integranular. Os megacristais de plagioclásio são tabulares e subédricos, e apresentam sempre zonação concêntrica característica, denotada principalmente pelo padrão de alteração argílica mais forte ao centro dos cristais (Fig. 14b). Os megacristais de quartzo e K-feldspato são usualmente

anédricos, embora os quartzos ocorram também subédricos e facetados (Fig. 14d). A biotita é intersticial e de distribuição esparsa, embora localmente ocorra na forma de pequenos agregados (Fig. 14f) onde ocorre por vezes associada à muscovita ou epidoto, e ainda, por vezes formando *clots* biotífticos. Como minerais acessórios, possui muscovita, allanita, granada, apatita, zircão e opacos. Minerais secundários são: Clorita, mica branca (muscovita-sericita), epidoto, pirlita e óxidos de ferro.

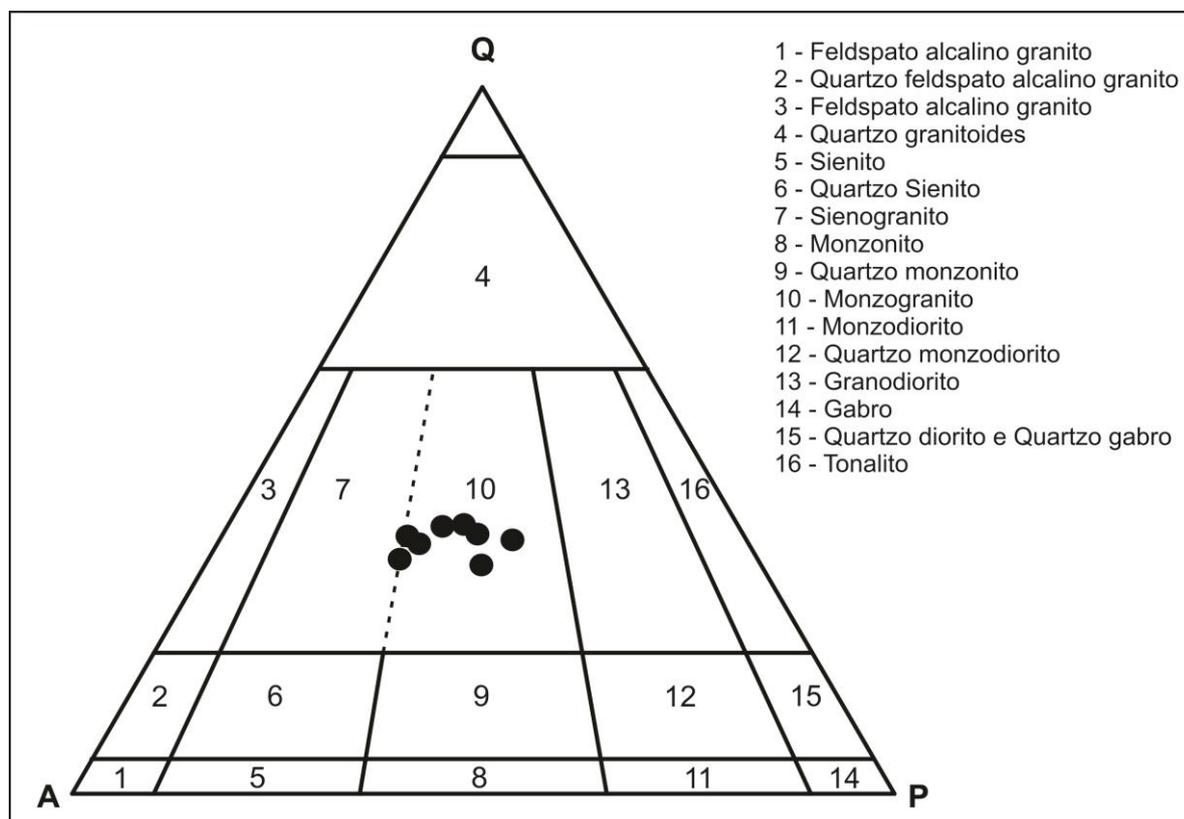


Figura 13: Classificação do Granito Rio do Salto no diagrama ternário de Streckeisen. Modificada de Streckeisen (1976)

O **quartzo** ocorre de modo disseminado ou como agregados de cristais arredondados. Quando na matriz das variedades porfíricas e nas rochas de textura inequigranular na forma de cristais de granulação fina, < 1mm, anédricos a subédricos (Fig. 14 a, c, e), localmente possuem contatos interlobados a retos, com extinção normal ou levemente ondulante. Quando na forma de megacristal, o **quartzto** é subédrico a anédrico de contatos sinuosos a retos. Os cristais são de 1-2mm, com trilhas retas de inclusões fluídas e podem possuir faces retas e vértices pontiagudos (Fig. 14d).

O **feldspato alcalino** ocorre predominantemente na matriz nas rochas porfíricas, mas também na forma de megacristais nas variedades inequigranulares. Os cristais menores são < 1 mm de tamanho, comumente anédricos e/ou subédricos, mostram contatos retos a interdigitados. São predominantemente microclínio, identificado pela dupla macla, que é por vezes pouco desenvolvida e

gera padrões irregulares num único cristal (Fig. 14e). Os megacristais de feldspato alcalino são ligeiramente menores e menos comuns que os de quartzo e plagioclásio. São cristais subédricos, tabulares que não ultrapassam 1,2 milímetro de comprimento. Comumente são cristais de textura poiquilitica com inclusões de quartzo (Fig. 14b). Cristais com pertita são visíveis quando menos argilizados. As pertitas ocorrem na forma de fios descontínuos subparalelos que não compõem mais de 5% dos cristais.

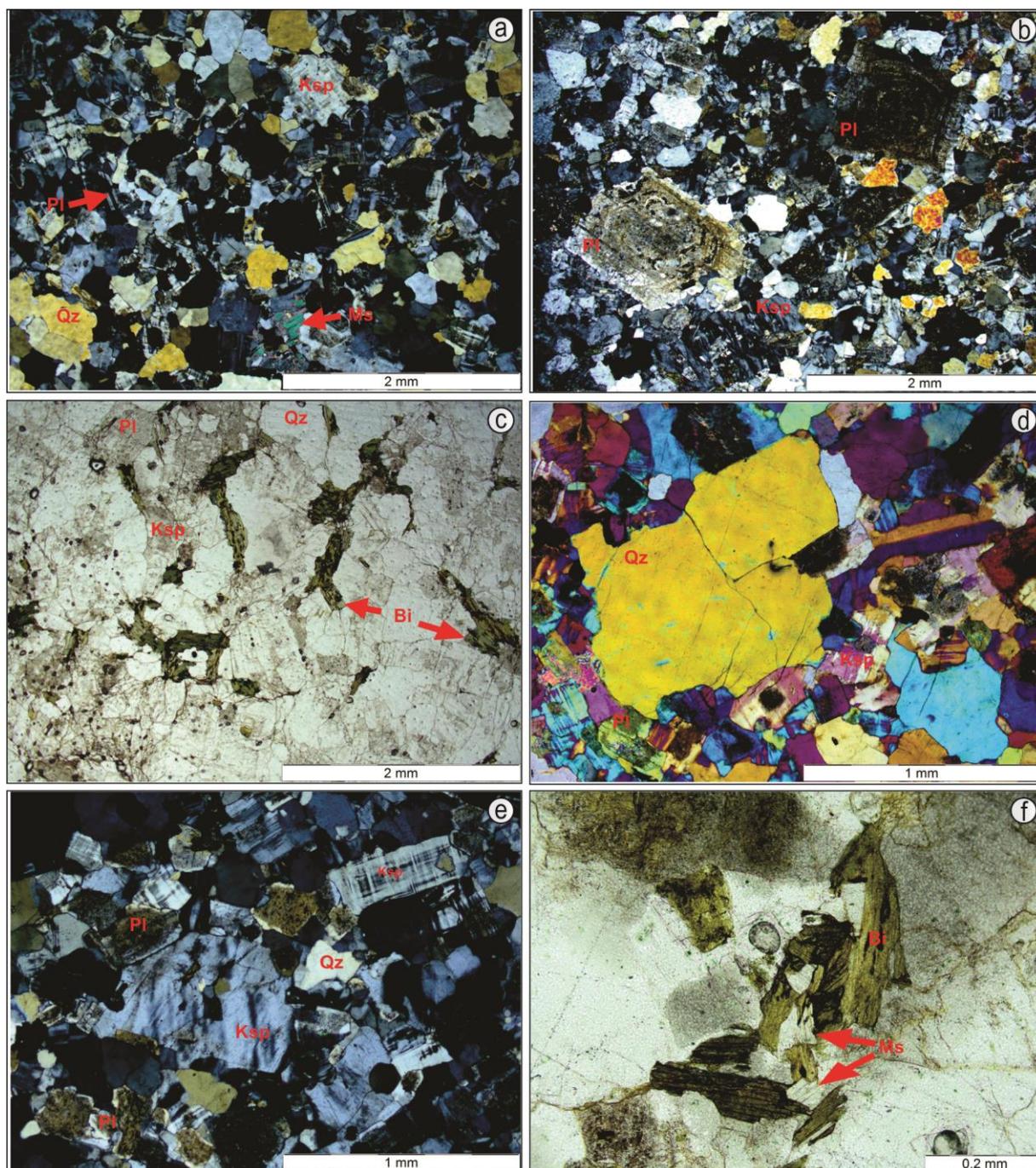


Figura 14: Aspectos petrográficos do Granito Rio do Salto. a: Aspectos texturais mais comuns, textura

inequigranular fina hipidiomórfica com cristais maiores e destacados de feldspato alcalino (Ksp), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Detalhe para a muscovita primária (Ms); **b**: Variedade porfírica com megacristais de plagioclásio euédricos com zonação composicional e padrão de argilização típico do GRS, nota-se ainda fenocristal de K-feldspato, ligeiramente menor que os fenocristais de plagioclásio; **c**: Variedade biotita-sienogranito, com biotitas (Bi) lamelares intersticiais em pequenos agregados; **d**: Variedade porfírica, com megacristal de quartzo parcialmente facetado e com trilhas de inclusões fluídas; **e**: Variedade inequigranular, destacam-se as variadas formas dos cristais de feldspatos, os padrões irregulares de dupla macla nos cristais de feldspato alcalino e o maior grau de argilização nos plagioclásio se comparados aos feldspatos alcalinos; **f**: Agregado de biotitas e muscovitas. Notam-se cristais de coloração castanha de biotita pouco cloritizados e muscovitas primárias. Fotomicrografias a,b, e foram produzidas com nicóis cruzados, fotomicrografia d com nicóis cruzados mais compensador e fotomicrografias c, f com nicóis paralelos.

O **plagioclásio** ocorre como megacristais ou como cristais de granulação fina e apresenta teores de An_{6-10} . Os megacristais de plagioclásio atingem até 1,8 mm, são subédricos a euédricos, quadrados ou tabulares, com zonação concêntrica frequente, ressaltada pela alteração diferencial notada entre centro e borda dos cristais. Contem inclusões de biotita, muscovita e zircão (Fig. 14b). Os cristais da matriz são anédricos a subédricos de formatos variados, com contatos irregulares e sinuosos, e assim como os megacristais são fortemente argilizados. Porém, dentre os cristais de granulação fina destaca-se uma população de cristais com maclas da Albita e Albita - Calrsbad bem desenvolvidas e formas tabulares que não estão argilizados.

A **biotita** é o principal mineral acessório e encontra-se quase que completamente alterada para clorita em todas as amostras. Quando raramente preservada, tem coloração castanha e extinção mosqueada incipiente (Fig. 14f). Ocorre na forma de lamelas, retas ou sinuosas nos interstícios, menores que 0,8 mm. Nos biotita sienogranitos também ocorre na forma de agregados. Ocorre associada à muscovita, epidoto e, menos comum, a minerais opacos. Comumente possui inclusões de apatita e zircão.

A **muscovita** ocorre na forma de minerais primários e secundários. As muscovitas primárias são cristais lamelares de 0,05 a 0,1 mm, bem preservados, de formas subédricas de contatos retos (Fig. 14f), e encontram-se principalmente em associação a biotitas ou dispersos nos interstícios cristalinos (Fig. 14b). Em contrapartida, as muscovitas secundárias ocorrem geralmente sobre cristais de feldspatos (Fig. 15f) ou em associação a biotitas cloritizadas e epidotos, podem atingir até 0,5 mm de tamanho, são principalmente xenomórficas e possuem contatos sinuosos a serrilhados difusos.

Allanita caracteriza-se como um mineral acessório e está presente em todas as amostras e tem origem primária (Fig. 14a). Os cristais de **allanita** variam de 0,1 – 2 mm são subédricos a euédricos e possuem comumente formas prismáticas. Sob luz natural com nicóis paralelos, podem ser transparentes ou de cores amarelas a alaranjada, com nicóis cruzados apresentam cores de

interferência de segunda ordem, localmente encontram-se cristais metamíticos ou já parcialmente transformados para outros minerais.

A **apatita** e o **zircão** são importantes minerais acessórios, encontrados em todas as amostras. Os cristais de **apatita** são predominantemente euédricos, possuem formas tubuliformes e são encontrados principalmente sobre grãos de quartzo ou como inclusões em biotitas. O **zircão** é dividido em dois principais grupos, um grupo de cristais euédricos, prismáticos, bipiramidal, de até 0.1 mm (Fig. 15b), que ocorrem disseminados ou como inclusões em megacristais de plagioclásio. E outro grupo de cristais arredondados ligeiramente menores que os cristais euédricos, que ocorrem disseminados.

Por fim, a **granada** raramente ocorre, foram encontrados cristais de granada em apenas uma amostra (PRS – 17), onde estes cristais ocorrem em aglomerado e chegam a atingir 1 mm. São subédricos e apresentam-se fraturados, nas fraturas há crescimento de material secundário (micas) (Fig. 15 c, d).

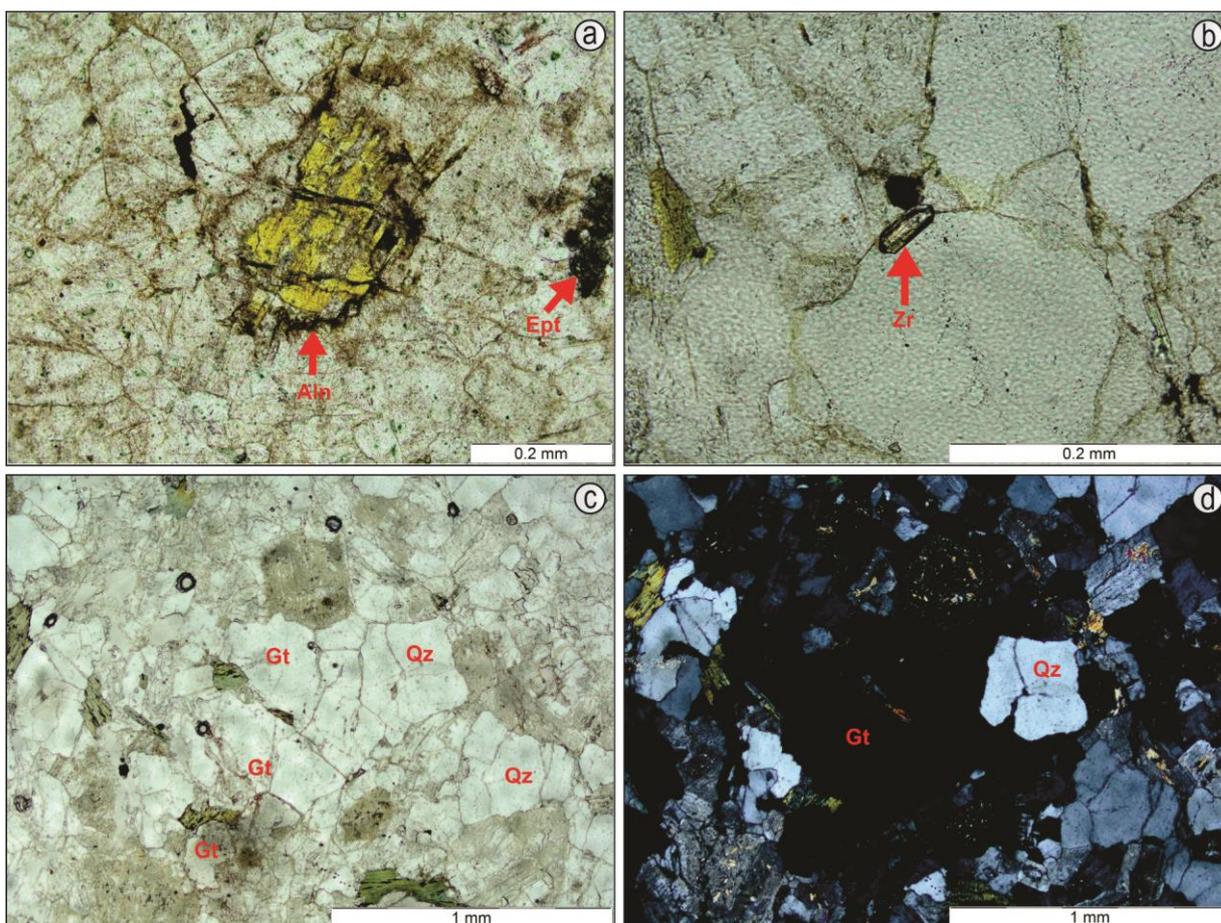


Figura 15: Minerais acessórios do Granito Rio do Salto. **a**: Cristal de allanita (Aln) , parcialmente preservado, de origem primária, notam-se também cristais de epidoto (Ept) granulares de origem secundária; **b**: Cristal de zircão (Zr) idiomórfico e prismático; **c** e **d**: Cristais de granadas (Gt) subédricos e fraturados. Fotomicrografia a, b e c capturadas sob luz natural e nicóis paralelos, fotomicrografia d capturada sob luz natural

e nicos cruzados.

5.2.2 Aspectos secundários/epigenéticos

Além da caracterização petrográfica do Granito Rio do Salto, os estudos petrográficos foram direcionados à caracterização de feições epigenéticas presentes no Granito Rio do Salto bem como na rocha encaixante, o Granito Valsungana.

5.2.2.1 Granito Valsungana

Na área de estudo o Granito Valsungana apresenta-se como descrito na literatura (TRAININI *et al.* 1978; BASEI 1985; SILVA *et al.* 1987; CASTRO 1997; PHILIPP *et al.* 2004; BASEI *et al.* 2011) na forma de biotita sieno- a monzogranitos brancos acinzentados, raramente róseos, também abrange, mais raro, quartzo-monzonitos e granodioritos. Geralmente isótipos, localmente foliados, porfiríticos de matriz heterogranular, com megacristais de k-feldspato de até 8 cm. Entretanto, na área de estudos também foram identificadas feições de cataclase e hidrotermalismo (variedade hidrotermal).

A variedade hidrotermal do Granito Valsungana (Fig. 16a) é caracterizada por rochas inequigranulares grossas ou porfiríticas, com megacristais de microclínio e matriz inequigranular média a grossa composta de feldspatos, quartzo, biotita e epidoto. São rochas cataclásticas, com muitas feições de quebra de grãos, seccionadas por veios quartzosos com epidoto, clorita, feldspato alcalino e, mais raro, hematita. Estes veios possuem contatos abruptos e espessuras da ordem de 2 cm.

Os feldspatos sob luz natural são marrons acinzentados. O plagioclásio denota feições de deformação em estado sólido, como maclas polissintéticas sutilmente deslocadas e, localmente, maclas de deformação. Quartzo e feldspato alcalino apresentam extinção ondulante e, comumente, o quartzo encontra-se fraturado. A biotita apresenta-se comumente cloritizada. O epidoto ocorre de forma disseminada na forma de aglomerados de cristais granulares e nos veios, em equilíbrio com quartzo, clorita e hematita, ocorre como aglomerados de cristais prismáticos de granulação fina a média (Fig. 16a). A clorita ocorre principalmente como produto de alteração de biotitas ou de forma dispersa. A pirita encontra-se dispersa na forma de cristais euédricos de granulação fina a média. Por fim, a hematita ocorre em meio aos veios e sempre associada ao epidoto e a clorita.

5.2.2.1.1. Brechas hidrotermais

São brechas hidrotermais que comumente possuem bandamento caracterizado por bandas milimétricas a centimétricas de quartzo em mosaico \pm epidoto e albita finamente granulares e piritas euédricas esparsas de até 1 mm de tamanho (Fig 16b). Contêm cristais de feldspatos reliquias da

matriz do GV, que perfazem até 50% da composição da rocha (Fig 16c). Esses cristais apresentam feições geradas por deformação dútil. Os feldspatos, além de feições dúteis, possuem extinção ondulante e o plagioclásio mostra maclas polissintéticas deslocadas, enquanto que as bandas quartzosas de granulação muito fina são livres de feições produzidas por deformação.

Nota-se que as primeiras fases hidrotermais (F1) têm aspecto pervasivo, produzem assembleias minerais de granulação muito fina a fina e são responsáveis por epidotização, silicificação e sulfetização (Fig. 16b). De caráter posterior nota-se uma fase hidrotermal canalizada na forma de bandas milimétricas e descontínuas (F2), formadas por material de mesma composição das fases hidrotermais precedentes, mas de granulação mais fina (Fig. 16b). Em relação aos cristais de pirita observam-se dois grupos distintos, os cristais relacionados à fase hidrotermal F2 são subédricos a euédricos e não ultrapassam 0.25 mm de tamanho. Já os cristais dispersos relacionados à F1 são euédricos, comumente poiquilíticos e chegam a atingir tamanhos de 1 mm. Epidotização e albitização são mais evidentes na fase hidrotermal pervasiva (F1). Silicificação ocorre de três maneiras, principalmente de forma pervasiva, ou na forma de bandas irregulares de cristais muito finos em mosaicos e por fim, menos comum, na forma de vênulas quartzosas de espessuras menores que 0.5 mm.

Localmente em zonas de *stockworks* processos de brechação são gerados por fluídos que depositaram nos planos de ruptura principalmente hematita com menores quantidades de quartzo e albita (Fig. 16d). As rochas que contêm sistemas filonéticos do tipo *stockwork* são compostas por quartzo e albita de granulação muito fina a fina, de textura poligonal e por sistema de veios tipo *stockwork* composto de hematita ± quartzo e albita com fragmentos heterogêneos do GV de até 1 mm, sobretudo de feldspatos. Cristais de feldspatos encontrados em meio aos veios são em maior parte provenientes da encaixante, esses apresentam feições de deformação dútil e contatos angulosos (Fig. 16c d), mais raro, são encontrados cristais de albita finamente granulares, sem deformação e com contatos suavizados.

5.2.2.2. Granito Rio do Salto

As rochas do GRS são menos afetadas pelo evento hidrotermal manifestado nas rochas do GV, e as características secundárias presentes no GRS são atribuídas em parte a fluídos magmáticos tardios, embora grande parte das feições de deformação dútil e hidrotermalismo observadas no GV sejam constatadas sobretudo na região de contato entre o GV e o GRS. ▸

Propilitização (epidoto + clorita) ocorre desde os termos menos alterados, com clorita substituindo cristais de biotita ou na forma de cristais granulares finos esparsos pelas amostras, até termos moderadamente propilitizados que apresentam desenvolvimento de clorita e epidoto pervasivo

e vênulas de epidoto (Fig 16e). O epidoto é o mineral de alteração mais presente nas amostras estudadas, ocorre principalmente disseminado na forma de cristais granulares e na forma de vênulas de aproximadamente 0,1 mm de espessura. Estas vênulas são preenchidas por epidoto \pm quartzo e hematita. A clorita apresenta-se comumente como mineral de alteração da biotita (Fig. 16e), em todas as amostras analisadas em graus variados, são também encontradas cloritas finamente lamelares disseminadas em associação a cristais secundários de epidoto e pirita.

Silicificação ocorre de forma canalizada como vênulas quartzosas, com epidoto minoritário, de espessuras menores que 0.5 mm, de contatos abruptos com a rocha hospedeira. Muscovitização e sericitização são observadas na forma de cristais de muscovita e sericita desenvolvidos sobre cristais de plagioclásio (Fig 16f), e menos comum sobre cristais de k-feldspato. Por fim, a sulfetização no GRS é pontual e menos presente que no GV. É caracterizada por cristais de pirita euédricos de formas cúbicas, de até 3 mm, e por cristais subédricos de formas aciculares menores que 0.1 mm, esses cristais ocorrem em rochas próximas a veios aplíticos, centimétricos, encontrados sobretudo na borda sul da área de afloramento do GRS.

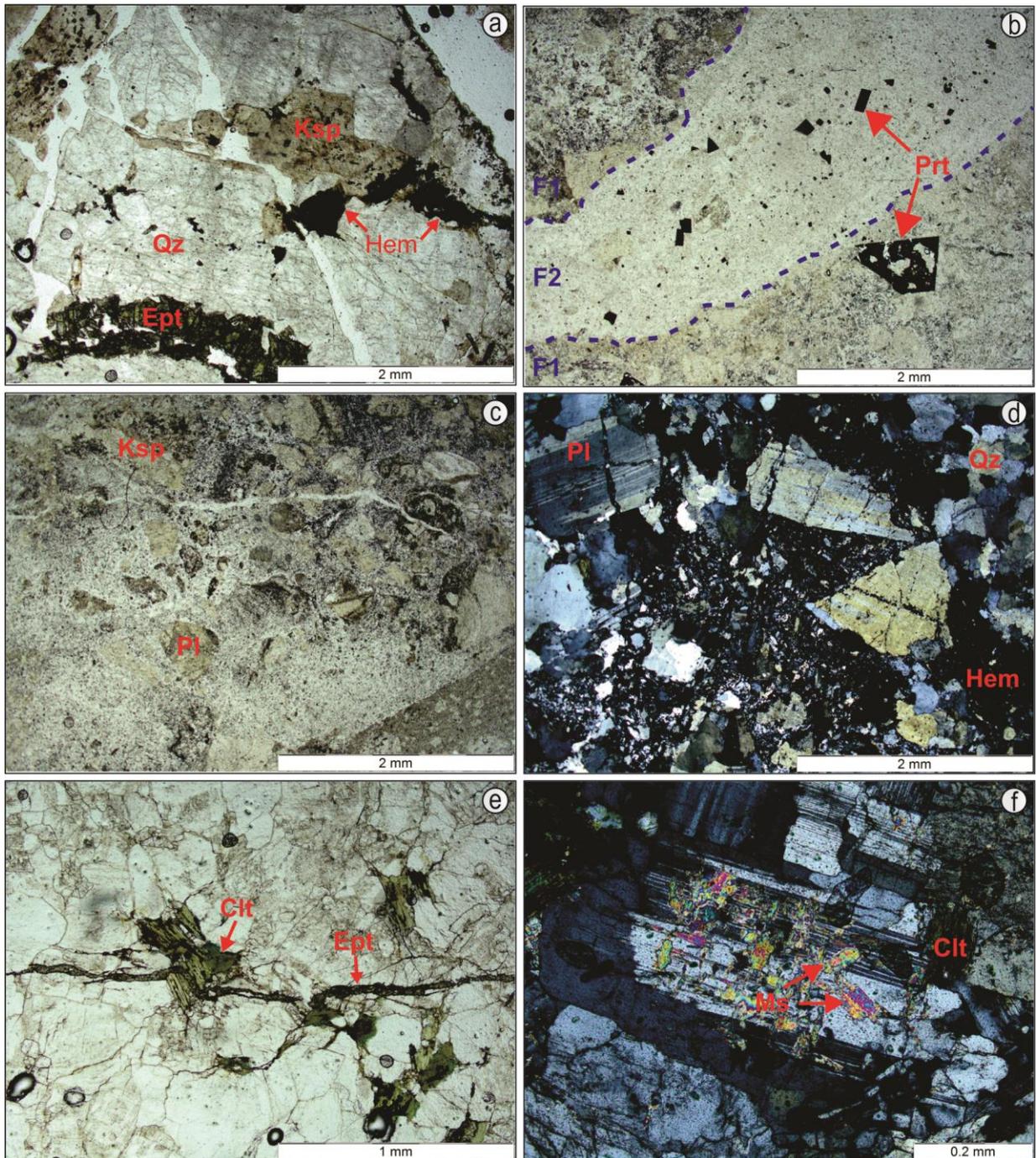


Figura 16: Características secundárias e epigenéticas do Granito Valsungana e do Granito Rio do Salto na área de estudos. **a:** Granito Valsungana variedade hidrotermal, notam-se feições de cataclase, como a quebra dos grãos e fraturas seladas por produtos hidrotermais, como Epidoto e Hematita. **b:** Brecha hidrotermal bandada, caracterizada pela alternância entre bandas descontínuas por vezes ricas em material muito fino (F2) e por vezes ricas em quartzo e epidoto finos, pirita cúbica e clastos do GV (F1). **c:** Brecha hidrotermal no GV, onde se observam fragmentos quebrados de feldspatos do GV envoltos por matriz microcristalina de quartzo e epidoto gerada por hidrotermalismo e vênulas quartzosas, mm, de caráter posterior seccionando o conjunto. **d:** Brecha hidrotermal relacionada a sistema filoneano tipo *stockworks*, destacam-se feições catacláticas, como

quebra dos grãos de feldspato maiores, fraturas intra-e trans-granulares, cominuição dos cristais da matriz, preenchimento de fraturas por hematita. No canto superior direito da foto se pode notar a textura equigranular fracamente poligonal original do GV parcialmente preservada em uma zona de baixa deformação dútil. e: GRS variedade biotita sienogranito, com intensa cloritização das biotitas e fraturas preenchidas por epidoto hidrotermal. f: Feições de cataclase como fraturas transgranulares dos cristais de plagioclásio e extensiva geração de mica branca sobre estes cristais.

5.2.3 Microscopia Eletrônica e EDS

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada visando o refinamento da petrografia. Associando técnicas de imageamento via BSE e análise semi-quantitativa via EDS, a microscopia eletrônica teve como objetivo a caracterização mineralógica de fases minerais muito finas e minerais opacos, sobretudo nas amostras hidrotermalizadas do GV.

Através da análise em microscópio eletrônico foi observado que silicificação e epidotização são os tipos de alteração mais presentes nas brechas hidrotermais. Cristais de epidoto de tamanhos aproximados a 0.2 μm ocorrem esparsos e disseminados sobre extensas coberturas de quartzo hidrotermal nas brechas hidrotermais (Fig. 16a).

Sulfetização é representada pela presença de sulfeto de ferro. Foram caracterizados dois grupos de piratas: Um grupo corresponde a cristais euédricos de até 1mm, poiquilíticos com inclusões de albita (Fig. 16b), e outro grupo representado por cristais menores que 0.4 mm de formas aciculares ou tubulares (Fig. 16c). Não foi identificado outro sulfeto nas amostras analisadas.

Os sistemas filoneanos do tipo *stockwork* são compostos essencialmente por hematita, e quartzo e albita minoritários. Hematização ocorre de forma canalizada, o contato entre veios e encaixantes é reto a fracamente ondulado, o limite rocha-veio é abrupto e ao longo dos contatos não é encontrada nenhuma alteração. A hematita ocorre como cristais aciculares dispersos ou em aglomerados dentro dos veios (Fig. 16d), bem como na forma de agregados cristalinos contendo fragmentos quartzosos da encaixante (Fig. 16e).

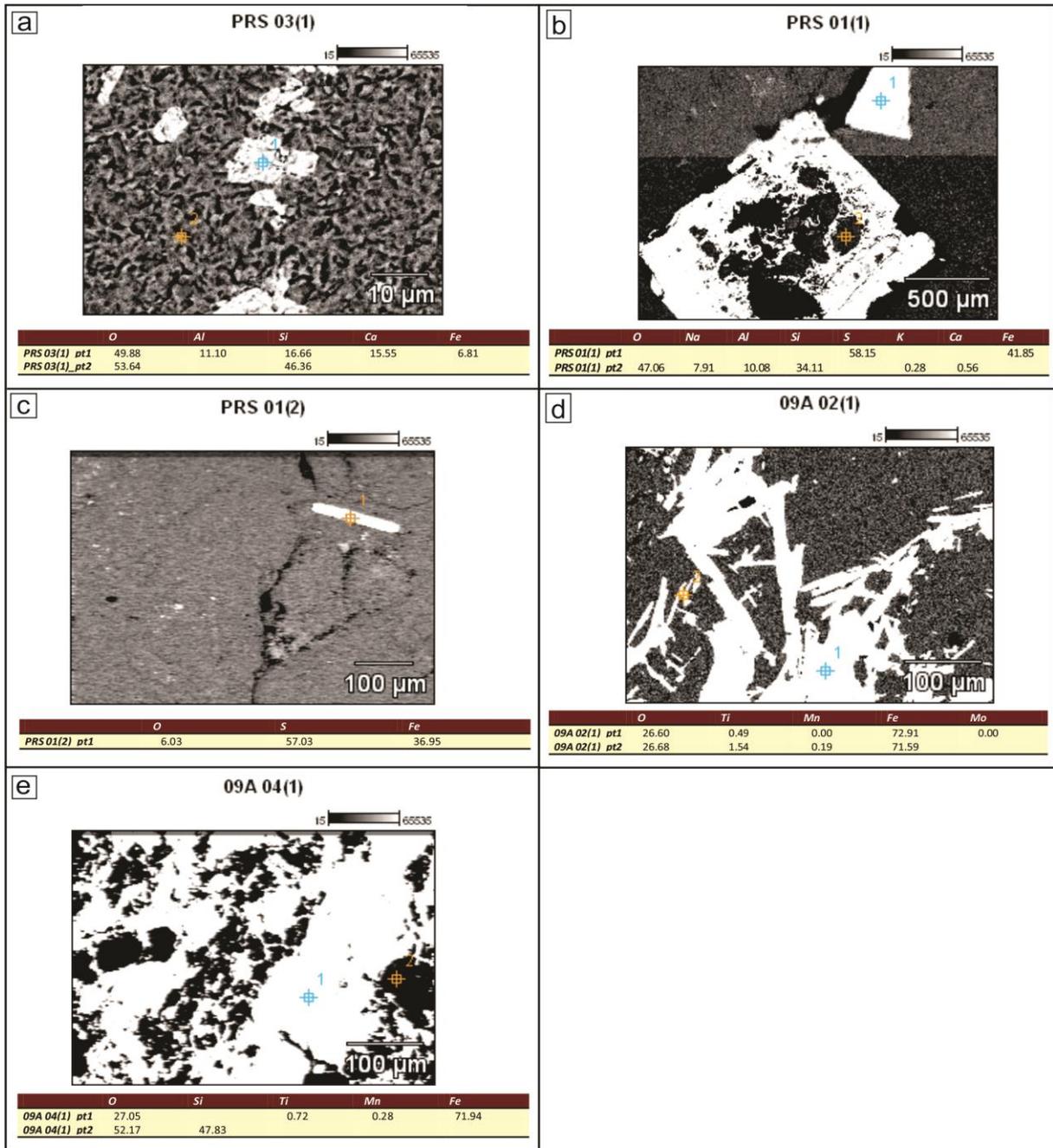


Figura 17: Fotomicrografias eletrônicas e análises químicas modo *spot* semi-quantitativas feitas utilizando a técnica de EDS. **a:** Matriz de brecha hidrotermal, compostas essencialmente por quartzo e epidoto. Fotomicrografia capturada com magnificação de 250 vezes. **b:** Cristais de pirita. Cristal maior euédrico, poiquilítico com inclusões de albita, cristal menor, mais acima, subédrico e sem inclusões com análise semi-quantitativa. Fotomicrografia capturada com magnificação de 50 vezes. **c:** Cristal de pirita tuboliforme disperso em matriz quartzosa. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes. **d:** Brecha hidrotermal, notam-se cristais tabulares a aciculares de hematita dispostos randomicamente. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes. **e:** Plano de ruptura em brecha hidrotermal. Nota-se a deposição de hematita + quartzo nesse plano de ruptura. Fotomicrografia capturada com magnificação de 150 vezes.

5.3 GEOQUÍMICA ELEMENTAL

O estudo litogeoquímico fora utilizado, assim como a petrografia, como ferramenta de identificação e caracterização do Granito Rio do Salto. Visto que os dados geoquímicos foram gerados para caracterizar o magma que gerou o GRS, foram selecionadas apenas as amostras livres de alteração hidrotermal e/ou intempérica.

As técnicas analíticas utilizadas neste estudo foram descritas na seção 3 e os resultados das análises químicas de rochas se encontram na Tabela 1.

Tabela 1: Dados químicos provenientes de análise geoquímica de amostras de rocha do Granito Rio do Salto. (Elementos maiores quantificados por fluorescência de raios-X. Elementos traço quantificados por espectrometria de massa).

	PRS-05	PRS-14A	PRS-14B	PRS -15	PRS-16
	%	%	%	%	%
SiO₂	73.1	72.9	74.7	73.8	74.8
Al₂O₃	13.3	14.2	13.8	13.5	14.1
Fe₂O₃	3.2	2.18	2.43	2.84	2.17
CaO	0.42	0.45	0.63	0.71	0.36
MgO	0.27	0.29	0.27	0.24	0.25
TiO₂	0.19	0.16	0.16	0.17	0.16
P₂O₅	0.055	0.055	0.052	0.058	0.048
Na₂O	3.4	2.8	3.31	3.23	2.61
K₂O	5.29	5.29	5.34	5.28	5.57
MnO	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04
LOI	0.24	1.07	0.53	0.39	1.1
Sum	99.24	98.19	101.96	100.6	101.76
Cr₂O₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	630	676	686	645	651
Sr	136	131	146	140	126
Zn	12	20	27	39	32
Zr	183	140	163	203	158
V	<5	21	<5	<5	<5
Ce	140.4	93.9	97.2	124.3	92.7
Co	2.3	2.8	2	2.1	1.7
Cs	5.51	6.56	7.13	14.39	7.39
Cu	11	7	8	8	7
Dy	12.5	12.25	32.26	4.5	3.87
Er	6.06	6.73	14.78	2.48	2.36
Eu	2.58	3.41	6.46	0.73	0.66
Ga	18.9	18.9	19.8	18.4	19.4
Gd	17.37	17.49	43.08	5.58	4.49
Hf	5.36	4.32	4.43	5.58	4.67
Ho	2.14	2.22	5.66	0.83	0.74
La	173.2	206.6	257.4	72.6	77
Lu	0.76	0.87	1.56	0.38	0.36
Mo	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	26.18	17.89	20.07	17.57	22.84
Nd	146.5	172.6	226.1	43.6	36.7
Ni	7	9	9	8	9

Pr	40.61	47.99	56.02	12.7	11.43
Rb	244.9	233	283.8	241	262.9
Sm	23.8	26.6	41.9	7.1	5.8
Sn	4.2	4.7	8.3	6	4.7
Ta	2.35	1.79	2.38	1.78	2.52
Tb	2.37	2.34	5.87	0.81	0.66
Th	36.2	26	26	30.7	37.2
Tl	0.8	0.8	1	0.9	1
Tm	0.85	0.97	1.86	0.38	0.37
U	4.28	5.14	5.45	4.07	7.67
W	3.8	9.8	3.1	2.2	2
Y	57.12	66.82	155.29	24.19	19.58
Yb	5.7	6.1	11.8	2.5	2.5

5.3.1 Granito Rio do Salto

Nos diagramas classificatórios TAS de Cox *et al.* (1979) (Fig. 18a) e R1 – R2 de De la Roche *et al.* (1980) (Fig. 18b) as rochas analisadas são classificadas respectivamente como granito e granito e alkali – granito, de caráter peraluminoso (SHAND, 1943), como ilustrado na Figura 18c.

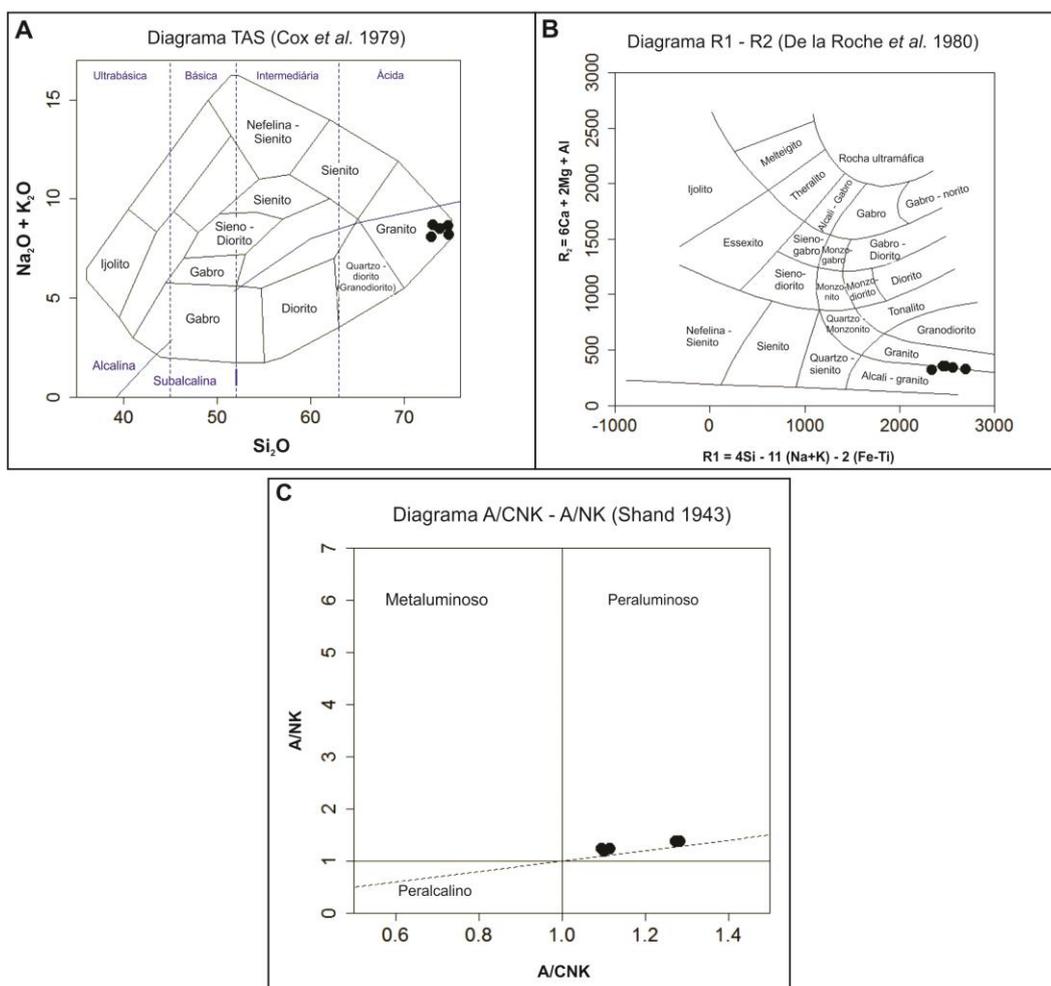


Figura 18: Diagramas classificatórios para rochas. A: Diagrama TAS $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de Cox *et al.* (1979). B: Diagrama R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980). C: Diagrama classificatório A/NK vs A/CNK de Shand (1943).

Com relação aos elementos maiores, o Granito Rio do Salto possui caráter leucocrático e diferenciado, tais características são ressaltadas nos **altos teores de SiO_2** (72,9 a 74,8%); **Al_2O_3** (13,3 a 14,2%); **$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$** (7,89 a 8,97%) e **baixos valores de Fe_2O_3** (2,17 a 3,2%); **CaO** (0,36 a 0,71%); **MgO** (0,24 a 0,29%); **TiO_2** (0,16 a 0,19%); **MnO** (0,3 a 0,5%); e **P_2O_5** (0,048 a 0,058%). Os altos valores de SiO_2 , Al_2O_3 e álcalis, juntamente com os baixos teores de CaO, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e P_2O_5 são típicos de magmas fortemente diferenciados.

É notável um enriquecimento de álcalis com relação ao CaO, que define estes granitos como alcalinos e os altos conteúdos de potássio permitem classificá-los como alto-K.

Com relação aos diagramas de Harker, mesmo com um intervalo de SiO_2 restrito (72,9 – 74,8 wt%), são observados alguns *trends* positivos para Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO, embora seja mais evidente apenas para Al_2O_3 devido à dispersão dos demais elementos (Fig. 19). Por outro lado, *trends* negativos são observados para Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e P_2O_5 , embora também com bastante dispersão (Fig. 19).

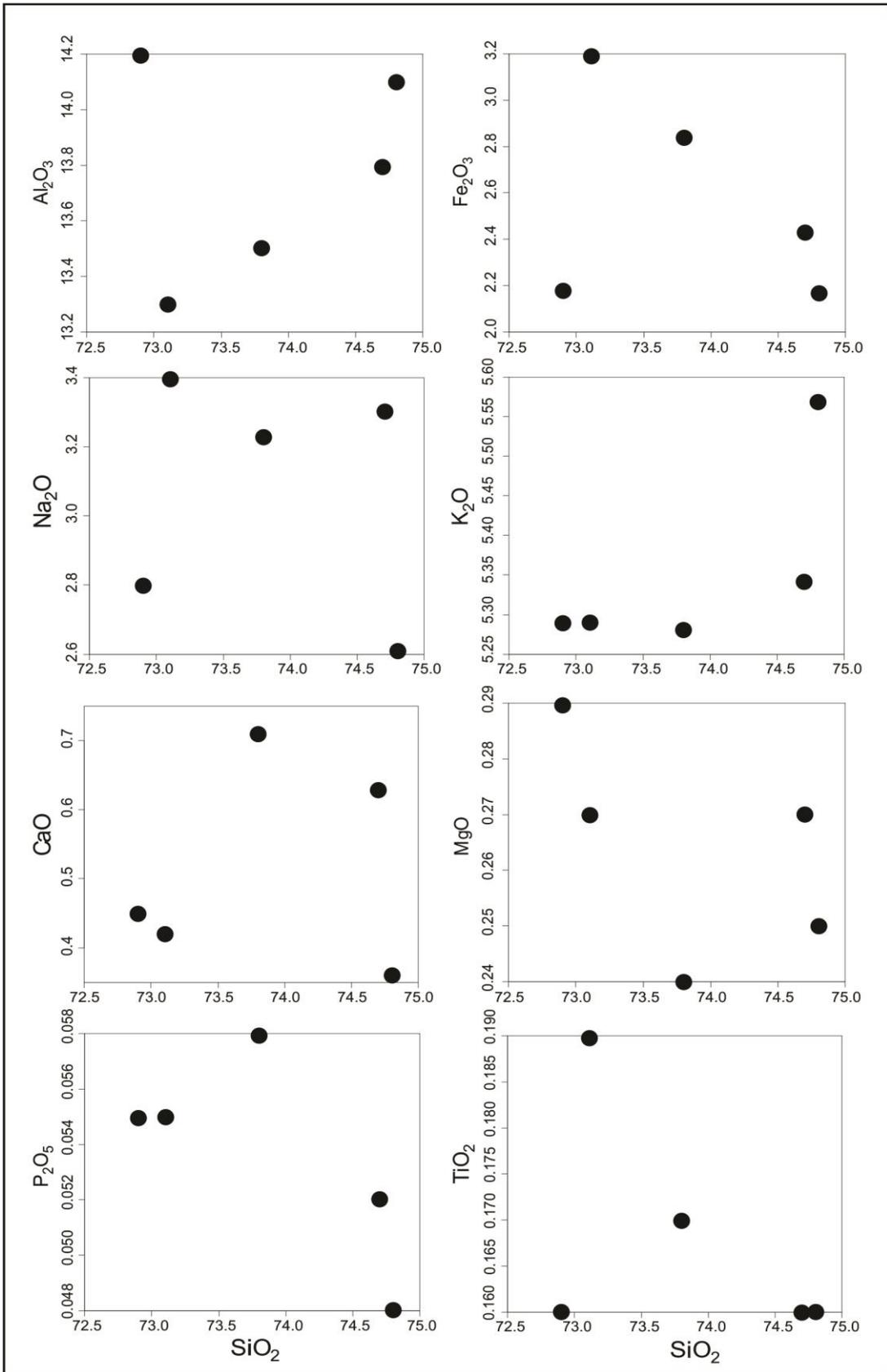


Figura 19: Diagramas bivariantes para elementos maiores do Granito Rio do Salto

No tocante aos elementos traço, são observados *trends* positivos para Rb, Ba e Sr (Fig. 20) e uma dispersão dos dados de Zr que não permite a definição de um *trend* de diferenciação, mas que demonstra que o magma passou por uma saturação em Zr (Fig. 20). Os valores de Ba e Sr são bastante anômalos para rochas muito diferenciadas (630-686ppm e 126-146ppm, respectivamente).

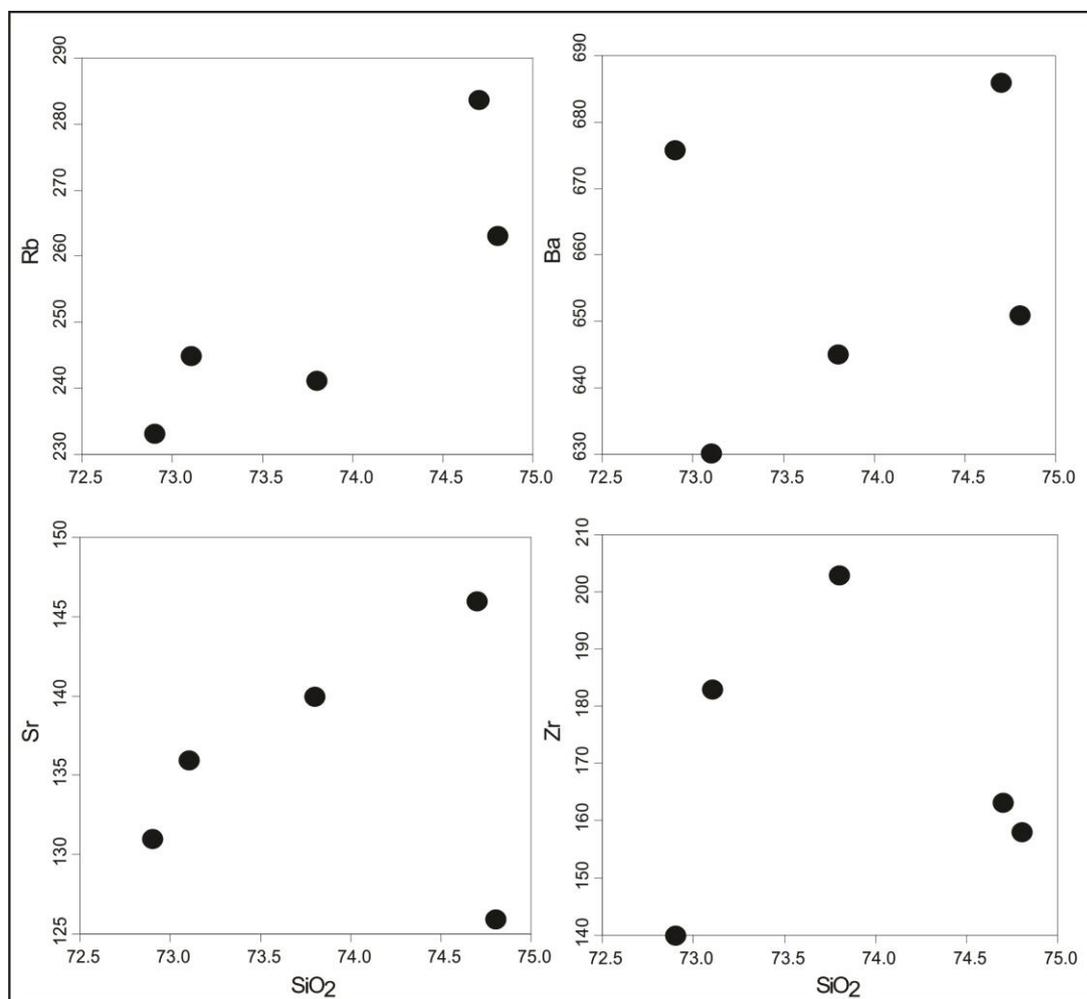


Figura 20: Diagramas bivariantes para elementos traço do Granito Rio do Salto.

Com relação aos elementos terra raras (ETR), normalizados pelo condrito (BOYNTON, 1984), as rochas analisadas dividem-se em dois grupos (Fig. 21a). O grupo mais enriquecido em ETRs, com razões $(La/Yb)_N$ entre 19 e 20, tem pronunciadas anomalias negativas de Ce e valores de elementos terras raras pesados (ETRP) variados. Já o grupo de rochas menos enriquecidas em ETRs, com razões $(La/Yb)_N$ entre 14 e 22, apresenta padrão plano entre os ETRP, sobretudo entre Er, Tm, Yb e Lu. É característico de ambos os grupos demonstrar maior enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em comparação aos ETRP, e anomalia negativa de Eu pronunciada, definindo o padrão andorinha típico de granitos fracionados.

A razão Eu/Eu^* para as amostras analisadas varia de 0.35 a 0.48. As amostras analisadas são

até 850 vezes mais enriquecidas em ETRL que o condrito de Boyton (1984) (Fig. 21a).

De maneira geral os teores dos elementos de elevado potencial iônico (HFSE) (Zr ~ 160ppm; Nb ~ 21ppm; Hf ~ 5ppm; Ta ~ 2ppm; Th ~ 30ppm; U ~ 5ppm) são relativamente compatíveis com os teores destes elementos em granitoides da crosta superior (TAYLOR; McLENNAN, 1985). Enquanto que os teores dos elementos ETRs são variáveis e geralmente enriquecidos em relação à crosta superior (Taylor e McLennan (1985) (*e.g.* Gd 4 – 43ppm; Nd 36 – 226ppm; Sm 5 – 41ppm; La 72 – 257ppm).

Os diagramas multielementares normalizados pelos valores dos granitos de cadeia mesoceânica (ORG) de Pearce (1984) (Fig. 21b) ilustram enriquecimento em 10 a 80 vezes com relação aos elementos de grande raio iônico (LILE) K, Rb e Ba, e da ordem de 2 vezes para Ta, Nb e Ce, com pronunciada anomalia positiva de Ce e anomalia fracamente negativa de Nb. O diagrama também destaca o que já é observado no digaram de ETRs que é a existência de dois grupos de comportamentos distintos no conjunto das amostras.

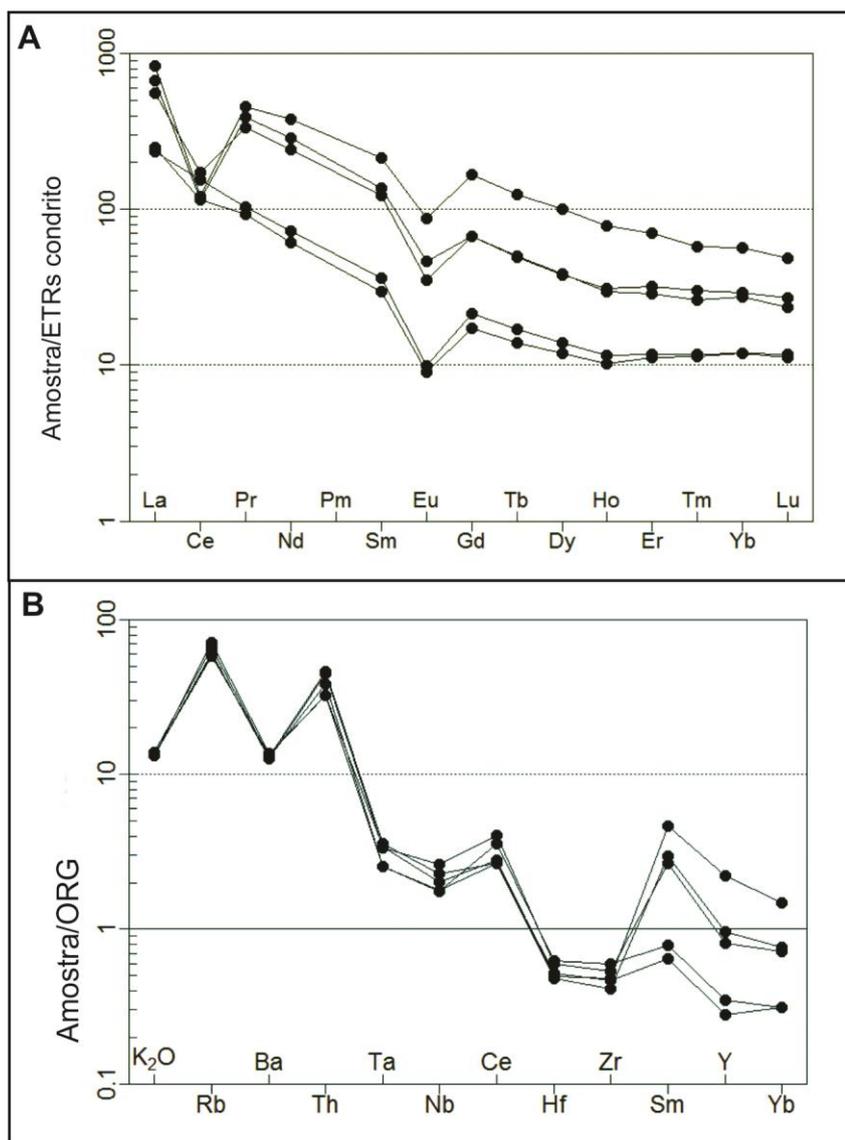


Figura 21: *Spidergrams*. A: Diagrama de ETRs normalizados ao condrito de Boynton (1984). B: Diagrama elementar normalizado a Granito de cadeia mesoceânica (*Ocean Ridge Granite* ORG) de Pearce *et al.* (1984).

Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987) as amostras analisadas são classificadas como granito do tipo A (Fig. 22), embora grande parte das amostras se encontre na linha de transição entre granitos tipo I e S e tipo A, há sempre a tendência de deslocamento do conjunto para o campo dos granitos tipo-A.

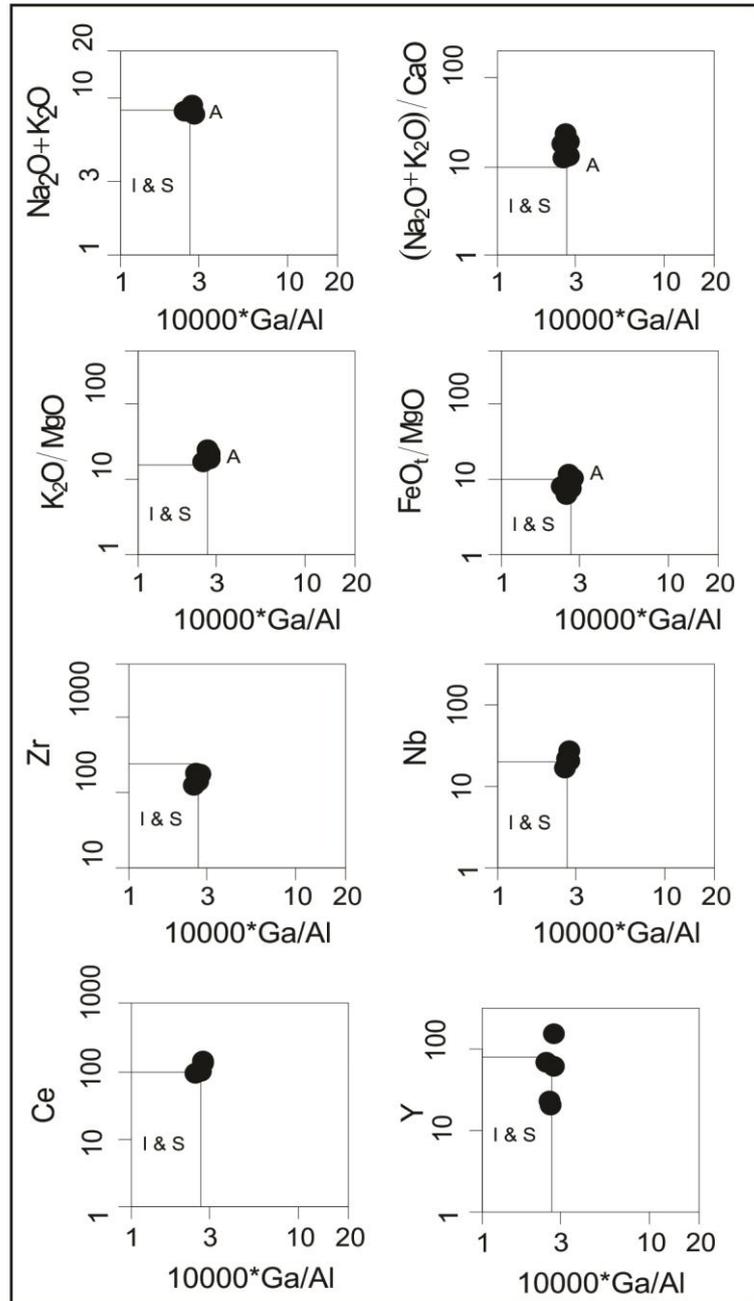


Figura 22: Diagramas petrogenéticos de Whalen *et al.* (1987) para caracterização de granitos tipo – A utilizando a razão $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$.

Nos diagramas discriminantes de ambiente geotectônico para granitos de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) (Fig 23) as amostras mostram similaridades a granitos de ambientes pós-colisional, transicionando para o campo dos granitos intraplaca

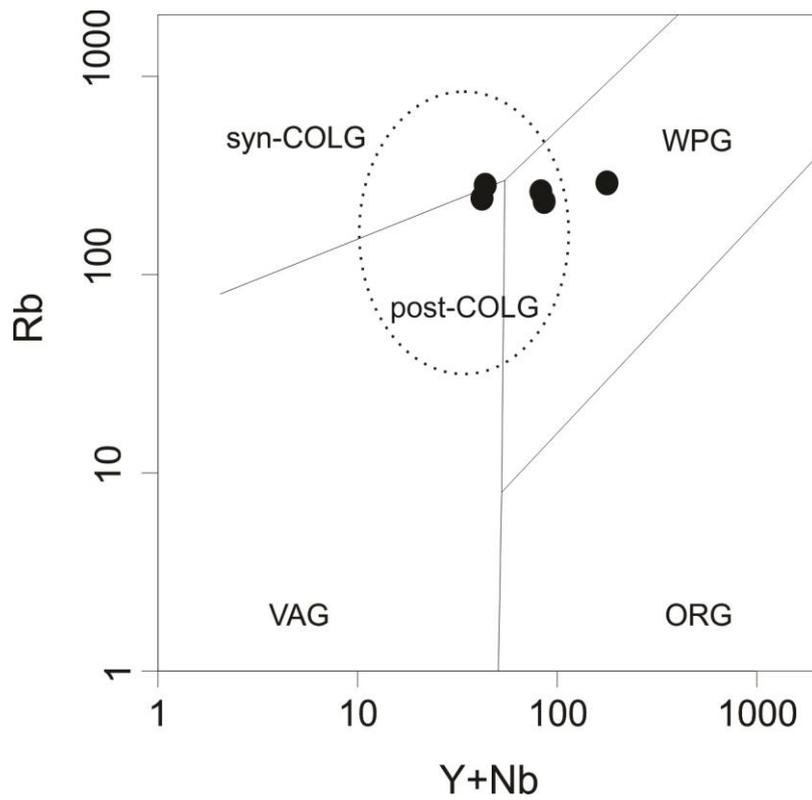


Figura 23: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996).

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O Granito Rio do Salto (GRS) apresenta-se na forma de um *stock* de aproximadamente 1 km² de área aflorante, possui forma circular, é circunscrito e intrusivo no Granito Valsungana (GV). O caráter intrusivo do GRS no GV, proposto por Basei *et al.* (2011), é confirmado neste trabalho. Contudo, no trabalho de Basei *et al.* (2011), o caráter intrusivo do GRS é sugerido pela sua aglutinação nas suítes propostas pelo autor, sem a sustentação de mapeamento geológico de detalhe. Por outro lado, no presente estudo, o caráter intrusivo e tardio do GRS é confirmado não só pelo formato do corpo, mas também pelo caráter isótopo do GRS, contrastante com o GV encaixante que é foliado, e pela presença de xenocristais e microxenólitos do GV encontrados no GRS.

A presença de xenocristais tabulares e de microxenólitos parcialmente assimilados do GV no GRS indica possível coexistência dos magmas quando o GRS ainda não estava totalmente cristalizado, ou seja, quando o mesmo ainda era um *mush*. Da mesma forma, a presença de raros enclaves máficos microgranulares aponta para uma contribuição mesmo que minoritária de magmas máficos, evidenciando mistura heterogênea de magmas.

Na região mapeada são encontradas três zonas de cataclase, evidenciadas pela existência de brechas, fraturamento dos cristais e cominuição da matriz da rocha. Em duas destas zonas, localizadas mais a sul do mapa (Fig. 10) são observadas feições de fraturamento hidráulico, como sistemas filonemas do tipo *stockwork*, e brechas. A alteração hidrotermal nessas áreas inclui veios e vênulas preenchidos por hematita, quartzo ou epidoto, além de piritização, silicificação e epidotização pervasivas em micro e mesoescala. Uma terceira zona de cataclase é encontrada mais a norte da área de mapeamento (Fig. 10), próxima ao contato W entre o GV e o GRS, composta por cataclasitos do GV compostos essencialmente por material amorfo e clastos de feldspatos. Nessa zona não se encontram feições hidrotermais pronunciáveis, como veios, vênulas e processos de alteração mineral.

Embora a alteração hidrotermal encontrada próxima à região sul do GRS seja mais evidente no GV encaixante, a alteração hidrotermal transcende o limite entre as duas litologias. As duas zonas de cataclase localizadas a sul da região estudada contêm as mesmas feições e paragêneses hidrotermais. Posto isso, é sugerido que os fluxos hidrotermais observados na região sul da área estudada são gerados quando da colocação do GRS, potencialmente relacionados a fluidos tardios da intrusão. Contudo, estudos detalhados de inclusões fluidas são necessários para elucidar questões relacionadas à proveniência, salinidade e temperatura destes fluidos hidrotermais. A zona de cataclase encontrada mais a W do GRS, relacionada à quebra e cominuição de grãos não mostra evidências de percolação de fluidos hidrotermais. Essa zona pode ter sido gerada por esforços tectônicos produzidos durante a colocação do GRS ou ainda ser posterior, já que não se apresenta hidrotermalizada.

Em lâminas petrográficas do GRS geralmente são encontrados megacristais facetados a

euédricos de quartzo, característica comum de rochas graníticas alcalinas evoluídas.

No Diagrama de Shand (1943) as amostras analisadas do GRS plotam no campo das rochas peraluminosas. As amostras se encontram quase sobre a linha entre as rochas peraluminosas e peralcalinas, embora estejam todas situadas ainda dentro do campo das rochas peraluminosas. Isto pode ser explicado pelos altos teores de Al_2O_3 , e álcalis, resultado das associações minerais identificadas como: biotita + muscovita primária±granada e albita+K-feldspato, respectivamente. A figura 18c ilustra o enriquecimento paralelo de Al_2O_3 e alcális que produz um padrão retilíneo crescente, que associado aos baixos valores de CaO, mantem as amostras desconectadas do campo das rochas metaluminosas e fora do campo das rochas peralcalinas.

Os *trends* positivos de Al_2O_3 , Rb, Ba, Sr, juntamente com as tendências, algo mais dispersas mas ainda, de incremento de K_2O e Na_2O , em relação a SiO_2 , apontam para um enriquecimento nos LILE com a diferenciação e corroboram para a cristalização tardia de k-feldspato e albita observada na petrografia .

Com relação aos ETRs, as anomalias negativas de Eu são interpretadas como resultado da remoção de feldspatos do liquido magmático gerador do GRS por cristalização fracionada, ou por retenção de feldspatos na fonte (ROLLINSON, 1993). A existência de dois grupos no diagrama de ETRs normalizados pelo condrito (Fig. 21a) é interpretada como resultado da presença desordenada de fases minerais acessórias concentradoras de ETRs, sobretudo granada e allanita. O grupo de amostras mais enriquecidas em ETRs apresenta forte anomalia negativa de Ce, a qual pode ser atribuída ao fato do elemento Ce tornar-se tetravalente em presença de fluidos hidrotermais oxidantes (WILSON, 1989), deste modo o Ce poderia tornar-se móvel e lixiviado do sistema magmático mais facilmente que outros ETRs, os quais apresentam marcante valência constante igual a +3, com notável exceção para o Eu. O enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP é característicos de rochas leucocráticas e diferenciadas, e somado à anomalia negativa de Eu gera padrao com forma de andorinha (*swallow form pattern*). O padrão retilíneo entre os ETRPs, sobretudo entre Ho e Lu, pode ser resultado da presença de granada como acessório.

A classificação do GRS com relação a séries magmáticas não é possível devido ao alto grau de diferenciação das amostras. Assim, não existindo *trends* evolutivos em um campo de diferenciação razoável, esta classificação fica problemática. Todavia, os altos teores de K_2O (>5.28 wt%), os valores de $(K_2O+2) > Na_2O$ e $(K_2O/Na_2O) < 2$, os altos teores de Sr (~135ppm), Ba (~650ppm), Rb (~250ppm) e ETRLs em relação aos elementos Zr, Ti, P, Nb, Y, e ETRPs, apontam similaridades entre o GRS e granitoides evoluídos da série magmática alcalina potássica, ou também conhecida como série shoshonítica. Entretanto, as rochas da série shoshonítica são tipicamente metaluminosas. Do mesmo modo, os altos valores de SiO_2 (72.9 a 74.8 wt%), Al_2O_3 (13.3 a 14.2 wt%) e Sr (~135ppm) e baixos teores em Zr (140 a 203ppm), TiO_2 (0.16 a 0.19 wt%), ETRPs, Nb (17.57 a 26.18 ppm) e Y (19.58 a

155.29 ppm), e o padrão gerado em diagramas multielementares quando normalizado pelo ORG de Pearce *et al.* (1984), sugerem uma proximidade do GRS às rochas graníticas de associações leucocráticas peraluminosas.

Dado que a classificação com relação às séries magmáticas é dificultada pelo alto grau de fracionamento do GRS, o uso de classificações alternativas, de caráter mais descritivo ou com o uso dos dados geoquímicos de forma não vinculada às séries de diferenciação, se faz necessário. Assim, a seguir são apresentadas algumas das classificações para rochas graníticas, bem como diagramas clássicos que permitem a discussão dos ambientes tectônicos e fontes geradoras de rochas graníticas.

Na classificação proposta por Barbarin (1999), considerando dados petrográficos e geoquímicos do GRS, este pode ser classificado no grupo dos granitoides peraluminosos portadores de muscovita (MPG). Segundo o autor, os MPG são leucogranitos, que podem ter experimentado forte cristalização fracionada. Essas rochas são interpretadas como tendo raízes metamórficas e origem relacionada a movimentações tectônicas translitosféricas, admitindo-se pouca ou inexistente contribuição mantélica. No diagrama de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) que levam em consideração os teores em Rb, Nb e Y, para discriminação de fontes relacionadas a ambientes geotectônicos para granitoides, as rochas mostram similaridades com rochas de ambiente pós-colisional transicionando para o campo dos granitos intraplaca (Fig. 23).

Os altos teores de álcalis e o posicionamento do GRS no campo das rochas intraplaca no diagrama de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) sugerem o uso de diagramas que permitam aprofundar a discussão de granitos intraplaca. Na subdivisão para granitoides tipo-A de Eby (1992) as rochas do GRS são classificadas como do tipo-A2 (Fig. 24). Eby (1992) define que o grupo de rochas do tipo A-2 abrange granitoides de diversos ambientes tectônicos, incluindo o ambiente pós-colisional e o que representaria o real significado de magmatismo anorogênico que seria o magmatismo intraplaca. Barbarin (1999) pontua que os WPG de Pearce *et al.* (1984) são correspondentes aos granitoides tipo A de Whalen *et al.* (1987). E o fato de Eby (1992) e Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) usarem critérios geoquímicos similares permite a constatação de que os granitoides tipo-A2 são correspondentes aos WPG.

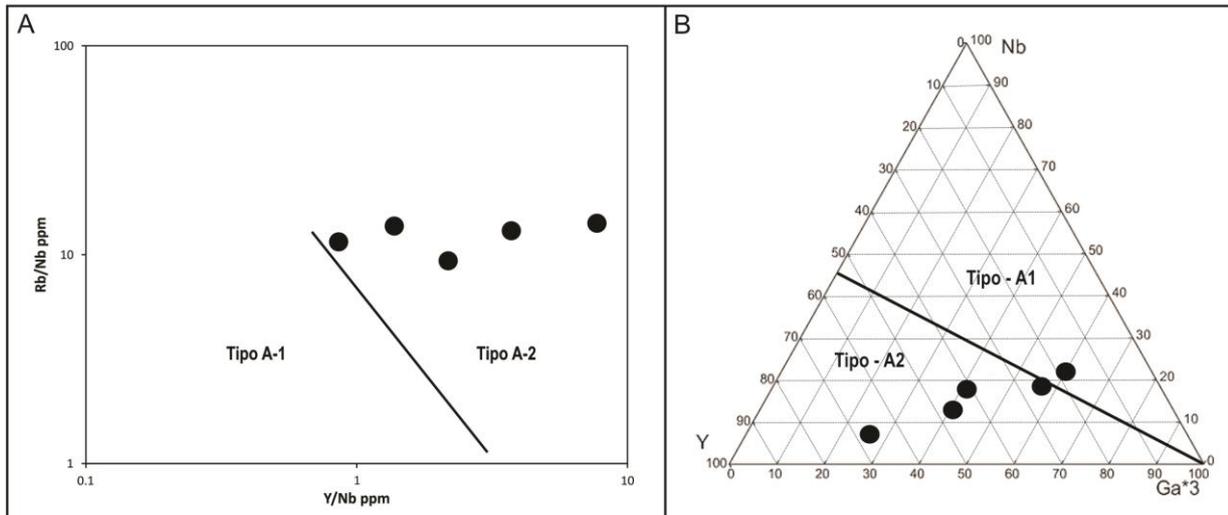


Figura 24: Diagramas discriminantes entre granitoides tipo-A de Eby (1992). A: Diagrama Rb/Nb versus Y/Nb. B: Diagrama ternário Y-Nb-Ga*3.

Tanto nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) (Fig.23) como nos diagramas de Eby (1992) (Fig. 24) as amostras do GRS exibem considerável dispersão lateral. Na Figura 23 essa dispersão faz com que amostras transicionem do campo do ambiente pós-colisional para o campo do ambiente intraplaca. Já na Figura 24B nota-se a transição das amostras do campo Tipo-A2 para o campo Tipo-A1. Essas variações são resultado dos teores altamente variáveis de Y nas amostras analisadas. Este fato poderia ser explicado pela presença aleatória de granada ± apatita nas amostras, como constatado com petrografia.

Ainda, a classificação dos granitos ricos em elementos raros ou *Rare-Element Granites* de Kovalenko (1978) e Linnen e Cuney (2005), aborda os granitos ricos em elementos raros como membros finais, mais fracionados e rasos, em sequências plutônicas. Neste contexto, os granitos podem ser classificados de acordo com o índice de alumina e com o teor de P_2O_5 . Embora não exista uma definição restrita sobre quais elementos compõem o grupo dos elementos raros, comumente são tratados como elementos raros: Y, ETRs (La-Lu), Zr, Hf, Nb e Ta, contudo alguns autores admitam também Li, Rb, Cs, Be, Sc, Sn, e W. De qualquer maneira os altos valores de ETRs (até 850 vezes maiores que do condrito) e altos valores de Y (até 6 x maior) e, Rb (de 2 a 3 x maior) em relação à crosta superior (Taylor e McLennan, 1985) permitem classificar o GRS como granito rico em elementos raros (*Rare-Element Granite*). Assim, o GRS representa um granito peraluminoso baixo P_2O_5 e rico em elementos raros. Linnen e Cuney (2005) afirmam que tal tipologia granítica corresponde a granitoides tipo-I altamente fracionados ou a granitoides tipo-A2 de Eby (1992). Os altos valores de ETRs do GRS são similares aos teores encontrados em granitoides mineralizados em ETRs da Província Estanífera de Goiás apresentados por Marini *et al.* (1992).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

- O Granito Rio do Salto (GRS) é um *stock* granítico de aproximadamente 1 km², de formato circular e intrusivo no Granito Valsungana (GV). São sieno- a monzogranitos, leucocráticos mais raramente, biotita-granitos, de coloração vermelha acinzentada ou localmente esbranquiçada, maciços, isótipos, de texturas fanerítica, inequi- a equigranular fina, localmente porfíricas com presença de megacristais tabulares de plagioclásio de até 1.5 cm. Como minerais acessórios contém biotita, muscovita, allanita, apatita, zircão, granada e pirita, minerais secundários são sericita, epidoto e clorita.
- A região de ocorrência do Granito Rio do Salto (GRS) é dominada pelo Granito Valsungana, o qual abrange granitoides heterogranulares médios a grossos, além de seu marcante aspecto porfírico, esbranquiçados ou avermelhados a depender da presença de hidrotermalismo.
- A área mapeada esteve sujeita a esforços rúpteis que são registrados na forma de três zonas de cataclase isoladas. Em duas destas são encontradas evidências de processos hidrotermais e ocorrências de minerais metálicos.
- As ocorrências de minerais metálicos da área mapeada se restringem a hematita e pirita que ocorrem tanto no GRS como no GV, embora mais presentes no último. A hematita ocorre de forma canalizada em veios e vênulas, e em *stockworks*. Ao microscópio, a hematita encontra-se como cristais tabulares ou como aglomerados de hematita + quartzo em veios. A pirita ocorre associada à silicificação e propilitização, sobretudo em áreas próximas a veios quartzosos e aplíticos e também em brechas hidrotermais no GV. Microscopicamente a pirita apresenta-se na forma de cristais poiquilíticos euédricos ou granulares muito finos, em geral tubuliformes.
- E apesar da presença de mineralizações a W e Sn serem encontradas em região próxima à área de estudos, e de ocorrências de W e Sn serem reportadas em sedimentos de corrente, na área mapeada as ocorrências minerais são restritas a hematita e pirita.
- Com relação à geoquímica, o GRS é classificado como granito e alcali-granito peraluminoso. Altos teores de álcalis somados a baixos teores de Ca permitem classificar o GRS como um granito alcalino alto-K. Diversos parâmetros geoquímicos evidenciam o caráter altamente evoluído do GRS. Além disso, o GRS é classificado como sendo um Granito rico em elementos raros (Rare-Element Granite) e seu conteúdo de ETRs é comparável a granitoides mineralizados em ETRs.
- O GRS é também classificado como do tipo MPG de Barbarin (1999), classifica-se como Granito tipo-A nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), na subdivisão química de Eby (1992) como Granito tipo-A2, e no diagrama discriminante de ambiente geotectônico de Pearce (1996) assemelha-se a rochas do ambiente pós-colisional transicionando para o ambiente intraplaca.

- Por fim, dado o caráter intrusivo no GV, o fato de constituir um corpo circunscrito, o caráter fortemente diferenciado, o caráter peraluminoso, sua similaridade com os granitos alcalinos tipo A de Whalen *et al.* (1987) e A-2 de Eby (1992), e a localização deste granito no campo das rochas pós-colisionais e intraplaca nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996), o GRS é aqui classificado como um granito tipo A2, peraluminoso com fontes relacionadas a fusão de crosta em ambiente pós-colisional.

8. REFERÊNCIAS

ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Edgard Blucher Ltda. 1984. 378 p.

ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B.B.; FUCK R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. **Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste**. Vol VIII, Pag 363 – 392. 1977.

ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA, J. Granitic rocks of the North-East South South America. *In: IUSGS/UNESCO SYMPOSIUM*. Recife. Spec. Publ. Recife. 41 p. 1967.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Vol 10, pag 263-274. 1997.

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

BASEI, M.A.S. O Grupo Brusque: Uma evolução monocíclica. *In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*. Natal. Vol: 6, pag 2649-2657. 1990.

BASEI, M.A.S. **Geologia e Modelagem Geotectônica dos Terrenos Pré-Cambrianos das Regiões Sul-Oriental Brasileira e Uruguia: Possíveis Correlações com Províncias Similares do Sudoeste Africano**. Concurso para obtenção do Título de Professor Livre-Docente. Universidade de São Paulo, Departamento de Geociências, São Paulo. 2000.

BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; CASTRO, N.A.; NUTMAN, A.P.; WEMMER, K.; YAMAMOTO, M.T.; HUECK, M.; OSAKO, L.; SIGA, O.; PASSARELLI, C.A. Tectonic Evolution of The Brusque Group, Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, Vol 32, pag 324-350. 2011.

BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**. Vol: 294, pag 239-256. 2008.

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

BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. *In: Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina – 1:5000.000*. Vol 3, pag 91-130. 1987.

BITENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C.; NARDI, L.V.S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. *In: SBG, II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Atas*, pag 214-216. 1989.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Tectonic Setting and Sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol: 30(1), pag 186-189. 2000.

BONIN, B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*. Vol: 25, pag 261-270. 1990.

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

BONIN, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*. Vol: 97, pag 1-29. 2007.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pag 63–114. 1984.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research* Vol: 53, pag 23-40. 1991.

BLUNDELL, D.J.; NEUBAUER, F.; von QUADT, A. (eds). *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving orogeny*. Geological Society, London, Especial Publications 204, 353 p. 2002.

CALDASSO, A.L.S.; CAMAZZOTO, E.; RANGRAB, G.E.; SILVA, M.A.S. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamórficos do Complexo Brusque, SC. *In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Anais*. Belém. Vol: 3, pag 1104-1116. 1988.

CALDASSO, A.L.S.; KREBS, A.S.J.; SILVA, M.A.S. Geologia da Folha Botuverá (SG.22-Z-D-I-2), Estado de Santa Catarina. *In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais*. Balneário Camboriu. Vol: 2, pag 78-79. 1994.

CAMPOS, S. R. *Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas máficas e Ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, Região da Serra da Miséria, Itapema, SC*. 2007. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Porto Alegre, 2007.

CAMPOS, S.R. **Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e Geocronológica do Magmatismo Pré, Sin e Pós-colisional presente no Complexo Metamórfico Brusque nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina, Brasil.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, 2011.

CASTRO, N.A. **Contribuição ao Conhecimento Geológico-Metalogenético associado aos Granitoides intrusivos no Grupo Brusque (SC) com base em Informações Geográficas, Aerogamaespectométricas e LANDSAT/TM-5.** 1997. Dissertação (Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, 1997.

CASTRO, N.A.; BASEI, M.A.S.; CRÓSTA, A.P. The W (Sn-Mo) – Specialized Catinga Suite and other granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoic of The State of Santa Catarina Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol: 29(1), pag 17-26. 1999.

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

CHEMALE Jr, F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. Stratigraphy and Tectonism of The Brasiliano Cycle in Southern Brazil. **Communs geol. Surv. Namíbia**, Vol 10, pag 153-168. 1995.

COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol: 80, pag 189-200. 1982.

CONDIE, K. **Earth as an Evolving Planetary System.** Second Edition. Amsterdam Elsevier. (2005) 578 p.

COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. **The Interpretation of Igneous Rocks.** George Allen & Unwin, 1979. 450p.

DA SILVA, M. A. S.; KREBS, A. S. J. **Projeto Wolframita no Estado de Santa Catarina.** Volume 1. Relatório Final. 223 p. 1980.

DA SILVA, M. G.; ROCHAS NETO, M.B.; JOST, H.; KUYUMJLAN, R. M. **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras.** Belo Horizonte: CPRM. 2014. 589 p.

DEDAVID, B. A.; GOMES, C. I.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras – materiais poliméricos, metálicos e semicondutores.** Porto Alegre: EDIPUCRS, 2007.

DEWEY, J.F. Extensional Collapse of Orogens. **Tectonics**. Vol: 7 (6), pag 1123-1139. 1988.

EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**. Vol: 20, pag 641-644. 1992.

ESTEVAM, G.; HADLICH, I.W.; ZIELINSKI, J.P.T.; BAHIENSE, M.; FROZZA, M.; BATTISTI, M.; BECKER, M.; BALDINI, R.; NETO, R.B; MULLER, V.S.; CAMPOS, R.S.; WAICHEL, B.; NANNI, A.S. Mapeamento Geológico em escala 1:25.000 da Região de Angelina – SC. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Florianópolis. 2015.

FIGUEIREDO, B. R. **Minérios e ambiente**. Campinas: Editora da UNICAMP, 2000.

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

FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A; BITENCOURT, M.F.; HEAMAN,L.M. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Hercino Shear Zone. **Precambrian Research**. Vol: 216-219, pag 132-151. 2012.

FONTANA, F.F.; BORGES, A.M.; PERUCHI, F.M. Geologia da região limítrofe entre Botuverá, Brusque e Nova Trento, leste de Santa Catarina. *In: Anais 48º Congresso Brasileiro de Geologia*. SBGEO Porto Alegre. 2016.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 1991. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo. 1991.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. *In XXI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais*. Camboriú. Vol 5, pag 2879-2892. 1980.

FRANTZ, J.C.; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Geological Units, Ages and Tectonic Evolution of The Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil – A Review. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol 30(1), pag 55-57. 2000.

FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology** Vol: 42, pag 2033-2048. 2001.

GRASSO, C.B. **Características Petrográficas, Geoquímicas e Geocronológicas de granitóides intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.** Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. p.49. 2003.

GRAY, D.R.; FOSTER, D.A.; MEERT, J.G.; GOSCOMBE, B.D.; ARMSTRONG, R.; TROUW, R.A.J.; PASSCHIER, C.W. A Damara Orogen Perspective on The Assembly of Southwestern Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, Vol 294, pag 257-278. 2008.

GROVES, D.I.; BIERLEIN, F.P. Geodynamic settings of mineral deposit systems. **Journal of the Geological Society**. Vol: 164, pag 19-30. 2007.

GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; ROBERT, F.; HART, C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. **Economic Geology**. Vol: 98, pag 1-29. 2003.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: **Collision Tectonics: Geological Society of America Special Papers**, 19, pag 115-158. 1986

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

HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. **Geociências** Vol 29(2), pag 141-169. 2010.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Fold Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol 5(4), pag 257-266. 1975.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: BECA, 2012 . 907 p.

ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. **Economic Geology**. 75th New Haven. Pag 458-484. 1981.

ISSLER, R. S. Granitos e Granitóides da região Sul Sistema Molibdenita Granito. *In*: 1^o CBQq, Vol: 1, pag 153-169. 1987.

KERRICH, R.; GOLDFARB, R.J.; RICHARDS, J. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. **Economic Geology**. Vol: 100th Anniversary Edition, pag 1097-1136. 2005.

KOVALENKO, V.I. The Genesis of Rare Metal Granitoids and Related Ore Deposits. In: Stempok, M., Burnol, L. and Tischendorf, G., Eds., **Metallization Associated with Acid Magmatism**, Vol. 3, Geological Survey, Prague, 235-247. 1978.

LA ROCHE, H ; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using RI-R2 diagrams and major element analysers: its relationship with current nomenclature. **Chemical Geology**, Vol: 29, pag.183-210. 1980.

LE MAITRE, R W. **Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.** 2a Edição. Melbourne. Cambridge University Press 2002. 236p.

LENZ, C. **Evolução do magmatismo neoproterozóico registrado nos ortognaisses Cerro Boi, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.** Tese de doutoramento. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 2010.

LIÉGEOIS, J.P. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. **Lithos**. Vol: 45, pag 15-17. 1998.

LINNEN, R.L.; CUNEY, M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. In: Linnen, R.L. and Samson, I.M., eds., **Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits**: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes 17, pag 45-67. 2005.

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: **Annual Meetings of the Geological Society of America and Associates Societies**. Vol: 11, pag 468. 1979.

MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BASEI, M.A.S. Nd and Pb isotope bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. Vol: 17, pag 263-268. 1987.

MARINI, O.J.; BOTELHO, N.F.; ROSSI, P. Elementos Terras Raras em granitoides da Província Estanífera de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências** Vol: 22, pag 61-72. 1992.

MARTIL, M.M.D. **Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-Rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.** Tese de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de pós-graduação em Geociências. Porto Alegre. 2010.

MARTINI, A.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S.; FLORISBAL, L.M. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry

- and geochronology of the Corre-mar Granite. **Precambrian Research**. Vol: 261, pag 25-39. 2015.
- PEARCE, J. Sources and setting of granitic rocks. **Episodes**. Vol: 19(4) pag 120-125. 1996.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Vol: 25, pag 956-982. 1984.
- PETERNELL, M.; BITENCOURT, M.F.; KRUEHL, J.H.; STAB, C. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriu region, Santa Catarina, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. Vol: 29, pag 738-750. 2010.
- PITCHER, W.S. **The Nature and Origin of Granite**. Segunda Edição. Springer-Science Business Media. 1999. 387p.
- PHILLIP, R.P. & CAMPOS, R.S. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: Registro do magmatismo relacionado à colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC. **Revista Brasileira de Geociências**. Vol: 40(3), pag 301-318. 2010.
- PHILIPP, R.P.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M.F.; SOUZA, E.R.; SOUZA, M.M.A. LIZ, J.D.; WILD, F.; ARENDT, S.; OLIVEIRA, A.S.; DUARTE, L.; RIVERA, C.B.; PRADO, M. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol 34(1), pag 21-34. 2004.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. East Perth: Springer, 2009. 1250 p.
- PIRAJNO, F.; CHEN, Y.J. Hydrothermal ore systems associated with extensional collapse of collision orogens. *In: Mineral Deposits Research: Meeting the global challenge. Beijing*. Vol 2, pag 1045-1048. 2005.
- POHL, W.L. **Economic Geology: Principles and Practice**. Oxford. Blackwell Publishing, 2011. 663 p.
- POSSAMAI, T. **Nota explicativa e mapas do cadastro dos recursos minerais de Santa Catarina**. Florianópolis: DNPM, n.3, 85p. 1989.
- ROCHA, I. O.; MARIMON, M. P. C. **Diagnóstico Socioambiental do Alto Vale do Rio Tijucas (Santa Catarina): algumas proposições de planejamento territorial**. Relatório Preliminar. Florianópolis, Brasil. 127 pag. 2011.
- ROLLINSON, H.R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Essex. Pearson Education Limited. 1993. 352p.

SANDER, A. **Petrologia e Litoquímica de uma parcela da Sequência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC.** 1992. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 167 p. 1992.

SAWKINS, F.J. **Metal deposits in Relation to Plate Tectonics.** Berlin: Springer-Verlag. 1990. 325 p.

SCHULZ Jr., A.; ALBUQUERQUE, L.F.F.; GIFFONI, L.E. **Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, SC.** 109 p, 1969.

SHAND, S.J. **The eruptive rocks:** 2ª edição, John Wiley, Nova Iorque. 1943. 444 p.

SILVA, L.C. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a Evolução Policíclica das Faixas Dobradas Proterozóicas no Sul do Brasil: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol 21, pag 60-73. 1991.

SILVA, L.C. & BORTOLUZZI, C.A. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina – E 1:500.000.** 216 p. 1987.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; SANTOS, J.O.S. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. *In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais.* João Pessoa. Pag 510. 2002.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of Southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analysis and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers.* Salvador. Pag 687-690. 2003.

SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon based U-Pb geochronology subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research.** Vol: 136, pag 203-240. 2005.

SMITH, I.E.M.; CHAPPELL, B.W.; WARD, G.K.; FREEMAN, R.S. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the Southwest Pacific. **Earth and Planetary Science Letters.** Vol: 37, pag 230-236. 1977.

STEMPROK, M. Tin and Tungsten deposits of the West Central European Variscides. *In: Fifth IAGOD Symposium.* Pag 495-512. 1981.

STRECKEISEN, A. To each plutonick rocks its proper name. **Earth Science. Review.** Vol: 12(1), pag 1-33. 1976.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: Its Composition and Evolution**. Oxford, London: Blackwell Scientific. 1985. 312p.

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

VIGNERESSE, J.L. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. **Ore Geology Reviews**. Vol: 30, pag 181-216. 2007.

VLACH, S.R.F.; BASEI, M.A.S.; CASTRO, N.A. Idade U-Th.Pb de monazita por microsonda eletrônica do Granito Nova Trento, Grupo Brusque, SC. *In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo. Pag 325-327. 2009.

WHALLEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol: 95, pag 407-419. 1987.

WHALLEN, J.B. A-type granites >25 years later. *In: 15th Annual V.M. Goldschmidt Conference. Geochimica et Comochimica Acta* **69, A84**. 2005.

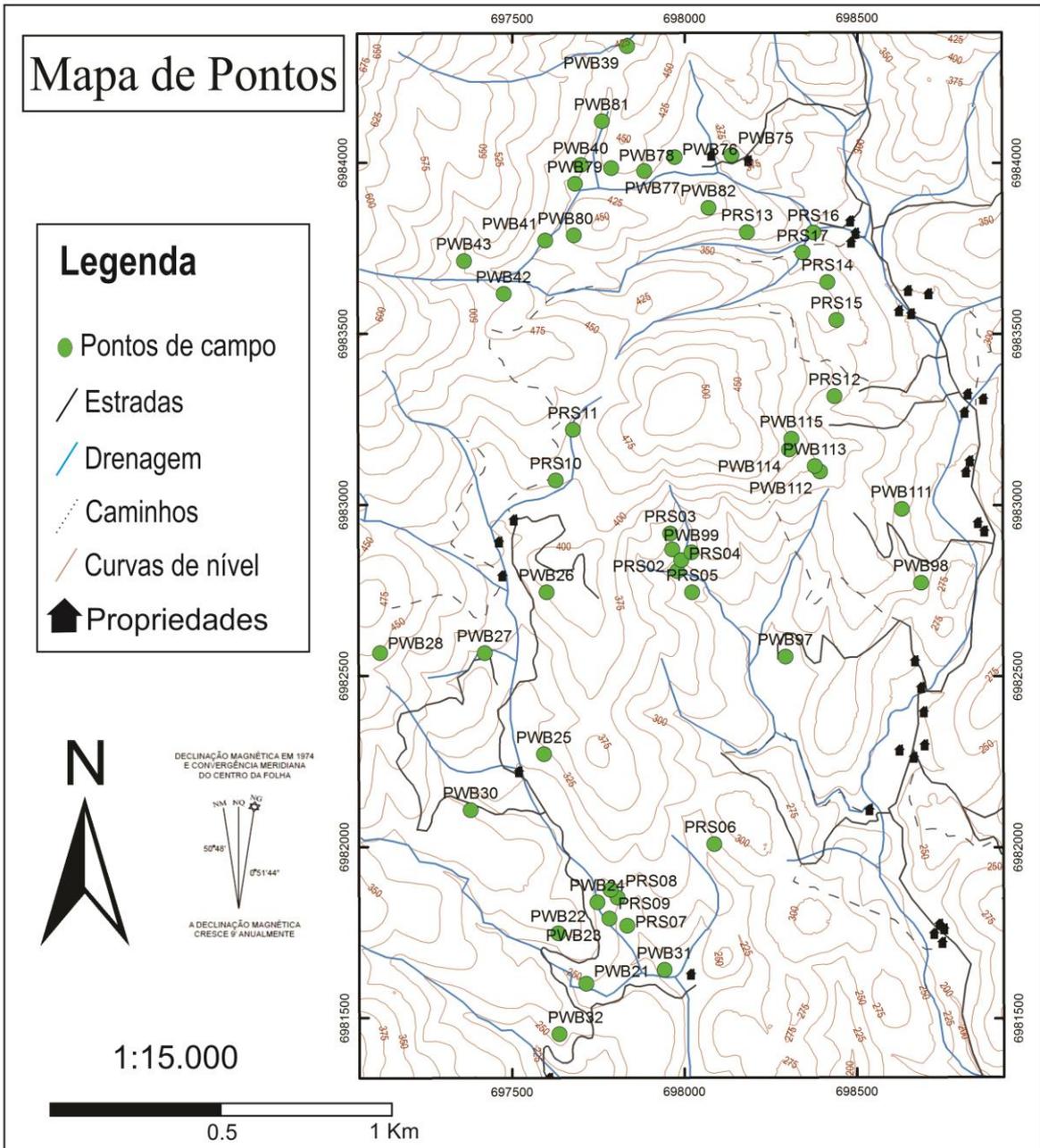
WHALLEN, J.B. & CURRIE, K.L. The Topsails igneous terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing. **Contribution to Mineralogy and Petrology**. Vol: 87, pag 319-327. 1984.

WHITE, A.J.R. Sources of granite magmas. *In: Geological Society of America. Abstracts with Programs*. Vol: 11, pag 539. 1979.

WILDNER, W. (Coord.) MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SANTA CATARINA. 1:500.000. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 2014.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis**. Dordrecht. Springer. 1989. 466 p.

ANEXOS



Pontos	Coord_X (UTM)	Coord_Y (UTM)	Litologia	Lâminas	Contagem de pontos	Geoquímica
PRS01	697978	6982806	GRS			
PRS02	697964	6982869	GRS			
PRS03	697958	6982916	GV			
PRS04	697990	6982838	GRS			
PRS05	698022	6982744	GRS	1	1 Lâmina	1 amostra
PRS06	698086	6982008	GV	1	1 Lâmina	
PRS07	697834	6981769	GV			
PRS08	697806	6981851	GV	1		
PRS09	697785	6981874	GRS	3		
PRS10	697626	6983071	GV			
PRS11	697676	6983219	GV			
PRS12	698434	6983317	GRS			
PRS13	698181	6983797	GV			
PRS14	698414	6983651	GRS	1	1 Lâmina	2 amostras
PRS15	698440	6983540	GRS	1	1 Lâmina	1 amostra
PRS16	698373	6983796	GRS	1	1 Lâmina	1 amostra
PRS17	698342	6983737	GRS			
PWB21	697715	6981600	QZ			
PWB22	697634	6981747	GV			
PWB23	697782	6981790	GV	1		
PWB24	697747	6981838	GV			
PWB25	697592	6982270	GV			
PWB26	697600	6982744	GV			
PWB27	697420	6982566	GV			
PWB28	697117	6982566	GV			
PWB31	697942	6981640	GV			
PWB32	697637	6981452	GV	1	1 Lâmina	
PWB39	697833	6984340	GV			
PWB40	697699	6983993	GV			
PWB41	697596	6983772	GV			
PWB42	697475	6983616	GV			
PWB43	697360	6983712	GV			
PWB75	698136	6984022	GV			
PWB76	697971	6984016	GV			
PWB77	697883	6983975	GV			
PWB78	697787	6983984	GV			
PWB79	697682	6983938	GV			
PWB80	697679	6983787	GV	1		
PWB82	698069	6983868	GV			
PWB97	698293	6982556	GV			
PWB98	698686	6982772	GV			
PWB99	698020	6982861	GRS	3	1 Lâmina	
PWB111	698630	6982988	GRS			
PWB112	698393	6983097	GRS			
PWB113	698377	6983113	GRS	1	1 Lâmina	
PWB114	698303	6983161	GRS			

PWB115	698310	6983193	GRS			
--------	--------	---------	-----	--	--	--