**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Petrologia da suíte Derribadinha e o tonalito Bom Jesus
na região de Governador Valadares (MG). Abordagem
estrutural a partir da ASM. Relações com a suíte Galiléia**

Alba Marina Suárez Rojas

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
2011**

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Petrologia da suíte Derribadinha e o Tonalito Bom
Jesus na região de Governador Valadares (MG).
Abordagem estrutural a partir da ASM. Relações com a
suíte Galiléia**

Alba Marina Suárez Rojas

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900030699

**SÃO PAULO
2011**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

“PETROLOGIA DA SUÍTE DERRIBADINHA E DO TONALITO BOM JESUS NA REGIÃO DE GOVERNADOR VALADARES (MG). ABORDAGEM ESTRUTURAL A PARTIR DE ASM. RELAÇÕES COM A SUÍTE GALILÉIA”.

ALBA MARINA SUAREZ ROJAS

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Marcos Egydio Silva
Examinadores:	Prof. Dr. Sergio Pacheco Neves
	Profa. Dra. Adriana Alves

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

Suárez Rojas, Alba Marina

Petrologia da suíte Derribadinha e o Tonalito
Bom Jesus na região de Governador Valadares (MG).
Abordagem estrutural a partir da ASM. Relações com
a suíte Galiléia / Alba Marina Suárez Rojas. - São
Paulo, 2011

146 p.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Egydio-Silva, Marcos

1. Faixa Araçuaí 2. Anisotropia magnética 3.
Geoquímica 4. Granitóides I. Título

*"Hoy es el día más hermoso de nuestra vida, querido Sancho;
Los obstáculos más grandes, nuestras propias indecisiones;
Nuestro enemigo más fuerte, el miedo al poderoso y a nosotros mismos;
La cosa más fácil, equivocarnos;
La más destructiva, la mentira y el egoísmo;
La peor derrota, el desaliento;
Los defectos más peligrosos, la soberbia y el rencor;
Las sensaciones más gratas, la buena conciencia, el esfuerzo para ser mejores sin ser perfectos, y sobre todo, la disposición para hacer el bien y combatir la injusticia donde quiera que estén."*

Miguel de Cervantes Saavedra

(Fragmento Don Quijote de la Mancha)

*A mi querido Sancho,mi Papá!
Grande escudero y cómplice*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente minha enorme gratidão com o Brasil por ter me oferecido além da oportunidade de desenvolver os estudos de mestrado sob estares científicos e acadêmicos e alto nível, instantes de felicidade e fascinação cheios de paisagens, músicas, pessoas, experiências geológicas e de vida, belas, variadas e inigualáveis.

Ao meu orientador Professor Marcos Egydio-Silva por me vincular neste projeto de pesquisa, pela orientação, disposição e paciência.

À professora Maria Helena Becerra, quem mesmo não tendo a função formal de me orientar, acompanho ativamente diversas etapas deste trabalho, dispensando de tempo próprio das suas labores para me ajudar com zelo e dedicação na preparação e correção da abordagem petrológica deste trabalho.

Ao professor Alain Vauchez pelas críticas e sugestões. Sua simplicidade, clareza e ânimo questionador foram sempre um convite a pensar um pouco mais além. Ao professor Arcanjo pelas sugestões e recomendações e por facilitar os elementos para a preparação da amostras. A os professores Renato Moraes e Mario Campos pela ajuda.

Um grande agradecimento, ao pessoal de laboratório do IAG, da laminação, e da preparação de amostras. Especialmente a Isaac(MEV), Mauricio (Geocron), Daniele(IAG) que com grande diligência fizeram um grande aporte para este trabalho.

À Carito, parceira de orógeno, de metodologia, e de muitas artes, pelas inúmeras correções do português, pelos intensos papos geológicos e, pela força e sincera amizade. Ao Alejandro Salazar, por me transmitir detalhada e metodologicamente sua experiência na técnica ASM, além das explicações, sugestões e correções do texto. Ao Carlos Mario pela ajuda irrestrita na petrografia. Ao mikuin, por se interessar nos meus dilemas geológicos, e pela colaboração de último momento. A à Liza, por me fornecer o efetivo e não poluente, meio de transporte.

Ao Oscar e a Karen por me guardar no seu ninho, ao Felipe por me herdar os seus amigos, e aos meus amigos pelos instantes de alegria. Ao Leo, por tudo, sua ajuda e companhia foi o maior apoio durante desta experiência.

RESUMO

A Faixa Araçuaí corresponde à porção setentrional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1973), sendo informalmente subdividida em três domínios estruturais: o para-autóctone ocidental, e os alóctones Central e Oriental (Oliveira *et al.*, 2000; Vauchez *et al.*, 2007), todos envolvidos em um sistema de empurrões N-S com vergência para oeste. De modo geral, o Domínio Ocidental ou milonítico corresponde à cobertura deformada do Cráton São Francisco, o Domínio Central a rochas tonalíticas-granodioríticas e o Domínio Oriental a anatexitos leucograníticos. A Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, alvos desta pesquisa, localizam-se na região onde as rochas do domínio central, cuja principal expoente é a Suíte Galiléia, cavalgam sobre os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora do Domínio Ocidental na região de Governador Valadares (MG).

A Suíte Derribadinha é composta por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos com biotita e anfibólio. A unidade Bom Jesus é tonalítica com predominância de biotita e granada. *Pods* de rochas máficas associados a estas duas unidades são gabros e quartzo-gabros com ocorrência de ortopiroxênio..

Geoquimicamente, segundo as definições de Frost *et al.* (2001) o conjunto geral de amostras é essencialmente magnesiano, metaluminoso a moderadamente peraluminoso e cálcico a cálcio-alcálico, com exceção das amostras do Tonalito Bom Jesus que são marcadamente peraluminosas. O padrão de elementos traços é também similar para todas as unidades, com valores elevados em LILE (Rb, Ba e K) e depleção em HFSE (Ta, Nb, Hf e Zr). Esse conjunto de características geoquímicas são condizentes com magmas de arco vulcânico, e sugerem que as várias unidades cartografadas relacionam-se geneticamente.

Análises de Microscopia Eletrônica Varredura - MEV, e investigações sobre a mineralogia magnética, através de curvas termomagnéticas e magnetização remanente isotérmica (MRI), evidenciaram ocorrência de óxidos de ferro (magnetita-hematita), sulfetos de ferro (pirita-pirrotita) e sulfetos de cobre (calcopirita) para as amostras da suíte Derribadinha, rochas máficas com ortopiroxênio e a unidade São Vitor (parte da suíte Galiléia). Amostras do Tonalito Bom Jesus exibiram óxidos de titânio (ilmenita) e ferro (hematita).

O Tonalito Bom Jesus exibe valores de suscetibilidade $k < 0,5$ mSI. Esses valores sugerem que a anisotropia de suscetibilidade magnética ASM para essa unidade é controlada essencialmente pelos minerais paramagnéticos (Rochette, 1987; Hrouda & Jelíneck 1990). A Suíte Derribadinha e as rochas máficas com ortopiroxênio apresentam valores de $k > 0,5$ mSI. Esses valores indicam o controle da fração ferro e paramagnética. O grau de anisotropia P varia entre 1.01 e 2.22, com valores maiores para suíte Derribadinha. Os elipsóides de ASM são predominantemente oblatos. A correspondência da trama magnética com as medidas diretas obtidas em campo sugerem que os dados ASM são uma boa aproximação da petrotrama.

Foliações espaçadas leve a moderadamente definidas são observadas meso e microscopicamente em todas as unidades, porém foliações no estado sólido se restringem à zona de cisalhamento que coloca a Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus sobre as rochas do Complexo Mantiqueira e Juiz de Fora. Foliações com direção predominantemente N-S e mergulhos rasos a moderados para E, contendo lineações *down dip*, correlacionados com indicadores cinemáticos refletem a dinâmica de empurrão movimentação para leste, definida na literatura como própria da tectônica colisional.

ABSTRACT

The Araçuaí belt corresponds to the setentrional portion of the Mantiqueira Province (Almeida et al., 1973), and is informally subdivided into three structural domains: the parautochthonous Occidental, and the allocthonous Central and Oriental (Oliveira et al., 2000; Vauchez et al., 2007), all of them subjected to a N-S thrust system with vergence to the West. In general, the Occidental or Mylonitic Domain corresponds to the deformed cover of the São Francisco Craton, the Central Domain corresponds to tonalite-granodiorite rocks, and the Oriental Domain to anatectic leucogranites. The Derribadinha Suite and the Bom Jesus Tonalite, which are the aim of this study, are located in the region where the Central Domain, whose the Suite Galiléia is the most important unit, thrusts westwards upon the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes of the Occidental in the Governador Valadares region.

The Derribadinha Suite is represented by diorites, quartz-diorites, tonalites with biotite and amphibole. The Bom Jesus unit is of tonalite composition, and show predominance of biotite and garnet. Pods of mafic rocks that occur associated to these two units are represented by gabbros and quartz-gabbros with orthopyroxene.

In terms of geochemistry, according to Frost et al. (2001) the rocks are essentially magnesian, metaluminous to moderately peraluminous and calcic to calc-alkalic, except the samples from the Bom Jesus Tonalite, which are strongly peraluminous. The trace element pattern is also similar to all units, with high values of LILE (Rb, Ba and K) and depletion of HFSE (Ta, Nb, Hf and Zr). These geochemical characteristics are in agreement with the patterns shown by volcanic arc magmas, and suggest that the studied units are genetically related.

Scanning Electron Microprobe – SEM analysis, and investigation concerning the magnetic mineralogy, through thermomagnetic curves and Isothermic Remanent Magnetization – IRM evidence the occurrence of iron oxides (magnetite – hematite), iron sulfides (pyrite – pyrrhotite) and copper sulfides (chalcopyrite) for the Derribadinha Suite, mafic rocks with orthopyroxene and São Vitor Unit (part of the Galiléia Suite). For the Bom Jesus Tonalite it was identified titanium oxides (ilmenite) and iron oxides (hematite).

The Bom Jesus Tonalite presents magnetic susceptibility (k) lower than 0.5 mSI. These values suggest that the Anisotropy of Magnetic Susceptibility - AMS is essentially controlled by paramagnetic minerals for this unit. The Derribadinha Suite and the mafic rocks with orthopyroxene present higher susceptibility ($k > 0.5$ mSI), which indicates the control of ferro and paramagnetic minerals (Rochette, 1987; Hrouda & Jelíneck 1990). The degree of anisotropy (P) varies between 1.01 and 2.22, with higher values than for Derribadinha Suite. The AMS ellipsoids are dominantly oblate. The correspondence of the magnetic fabric with the direct measurements taken on the field suggest the AMS data are in a good agreement with the petrofabrics.

Spaced foliation, poorly to moderate defined, is observed meso and microscopically in all units, although solid-state foliation is restricted to the shear zone that places the Derribadinha Suite and the Bom Jesus Tonalite over the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes. This structure defines foliations orientated N-S, with shallow to moderate dips towards E and down-dip lineations, which in correlation with kinetic indicators evidence the dynamic of thrusting towards E, previously defined in the bibliography as characteristic of collision tectonics.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	13
LISTA DE FIGURAS.....	17
1. INTRODUÇÃO	24
2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	25
2.1 FAIXA-RIBEIRA-ARAÇUAÍ	25
2.2 FAIXA ARAÇUAÍ (SETOR NORTE DO ORÓGENO RIBEIRA-ARAÇUAÍ).....	26
2.2.1 Componentes Lito-estratigráficos.....	28
• Arqueano (?)/Paleoproterozóico.....	28
• Neoproterozóico	29
2.2.2 Estrutura e metamorfismo.....	32
• Domínio Ocidental ou Milonítico	32
• Domínio Central ou Tonalítico.....	34
• Domínio Leste ou Anatético.....	34
2.2.3 Unidades tonalíticas do domínio central da Faixa Araçuaí.	36
• Tonalito Derribadinha	36
• Tonalito Bom Jesus	37
• Manchas esverdeadas de composição enderbítica.....	38
• Suíte Intrusiva Galiléia	38
3. CARATERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA.....	40
INTRODUÇÃO	40
3.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA.....	41
3.1.1 Metodologia.....	41
3.1.2 Classificação modal	45

3.1.3 Suíte Derribadinha	47
• Aspectos de campo	47
• Análise petrográfica.....	48
3.1.4 Tonalito Bom Jesus.....	52
• Aspectos de campo	52
• Análise petrográfica.....	53
3.1.5. Rochas máficas com ortopiroxênio	55
• Aspectos de campo	55
• Análise petrográfica.....	56
3.1.6 Associações tonalíticas, granodioríticas e graníticas Galiléia e São Vitor	60
• Relações de campo	60
• Análise petrográfica.....	61
3.2 LITOGEOQUÍMICA	64
3.2.1 Metodologia.....	64
3.2.2 Caracterização litogeoquímica.....	71
3.2.3. Geoquímica de elementos maiores.	75
3.2.4.Comportamento dos elementos menores.	77
• Diagramas multielementares	77
• Elementos terras raras (ETR).	83
3.3. Considerações petrológicas	85
4. ESTUDO ESTRUTURAL A PARTIR DA ASM E PETROTRAMA.	88
Introdução.	88
4.1 Fundamentos teóricos da anisotropia de suscetibilidade magnética.....	89
4.1.1 Comportamento magnético dos minerais	91
• Comportamento diamagnético.....	91

• Comportamento paramagnético.....	91
• Comportamento ferromagnético s.l.	93
4.1.2. Minerais ferromagnéticos:	94
• Óxidos de Ferro e titânio.	94
• Sulfetos.	96
4.1.3 Anisotropia de suscetibilidade magnética e orientação preferencial.	97
4.2 Metodologia.....	100
4.2.1 Suscetibilidade magnética	100
4.2.2 Magnetização Remanente Isotérmica (MRI).....	101
4.2.3. Análise termomagnética	101
4.2.4 Microscópio eletrônico de varredura MEV-EDS e petrografia em luz transmitida.	102
4.2.5. Microtectônica.	102
4.3. Mineralogia magnética	102
4.3.1 Mineralogia magnética da associação quartzo-diorítica-tonalítica Derribadinha.	102
• Composição química e mineralogia de opacos.....	102
• Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.	104
4.3.2 Mineralogia magnética do Tonalito Bom Jesus.....	106
• Composição química e mineralogia de opacos.....	106
• Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.	107
4.3.3 Mineralogia magnética das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio.	108
• Composição química e mineralogia de opacos.....	108
• Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.	110
4.3.4 Mineralogia magnética da associação tonalítico-granodiorítica São Vitor.....	111

• Composição química e mineralogia de opacos.....	111
• Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.	111
4.4. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM)	112
4.4.1 Parâmetros de forma.	117
4.5 Petrotrama e trama magnética.	119
4.5.1. Classificação microestrutural.....	119
• Tipo 1: Tramas desenvolvidas em estado magmático.	120
• Tipo 2: Tramas desenvolvidas no sub-magmático.	120
• Tipo 3. Tramas desenvolvidas no estado sólido.	120
4.5.2 Domínios estruturais.....	121
• Domínio 1:.....	124
• Domínio 2:.....	125
• Domínio 3	128
• Domínio 4:.....	129
• Domínio 5:.....	131
4.6 Considerações estruturais.	133
5. CONCLUSÕES.....	135
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa esquemático estrutural da Faixa Ribeira Araçuaí, mostrando os padrões cinemáticos para os domínios norte e sul. (Modificado de Vauchez *et al.*, 1994)

..... 25

Figura 2. Mapa geológico na região do Vale do Rio Doce. Mostrando as principais unidades litológicas e os domínios estruturais da faixa móvel, se demarcando a área de estudo. Complexo Mantiqueira, 2: Complexo Polcrane, 3: Formação Tumiritinga, 4: Formação São Tomé, 5: Tonalito Derribadinha, 6: Tonalito Bom Jesus, 7: Tonalito Galiléia, 8: Tonalito São Vitor, 9: Gnaiss Kinziguitico, 10: Granito Ataleia, 11 Granito Carlos Chagas, 12: Suíte Aimorés, 13: Sienito Ibituruna, 14 Cobertura fanerozoica. Modificado de Oliveira (2000), Féboli & Castro, 2000, Ribeiro 2000, Vauchez et al., 2009,

27

Figura 3. Corte esquemático dos domínios estruturais da faixa Araçuaí. (1 a 4) domínio ocidental; (5 a 7) domínio central; (8 a 11) domínio oriental. (Vauchez *et al.*, 2003).....

32

Figura 4. Afloramentos da zona de contacto do complexo Mantiqueira com a Suíte Derribadinha no domínio milonítico.. A. Bandeamento de fácies máficas (biotíticas e anfíbolíticas) com leucogranitos. B: Dobramentos dessimétricos fechados.

..... 33

Figura 5. A: Foliação magmática bem desenvolvida, enclaves máficos alongados do tonalito São Vitor. B: Foliação magmática moderada em tonalito Derribadinha.

34

Figura 6. Foliação magmática marcada pelo alinhamento dos eixos cumpridos de feldspatos e a mineralogia máfica, no anatexito Carlos Chagas. B: Gnaisses kinziguiticos, com textura migmatítica em rede.....

35

Figura 7. Mapa de distribuição de amostras na Suíte Derribadinha e Tonalito Bom Jesus. Região de Governador Valadares modificado das folhas Itanhomi e Governador Valadares do projeto LESTE, 2000. . Com linha grossa marca-se o limite dos domínios tectônicos oeste ou milonítico e o central ou plutônico definido por Vauchez *et al.*, 2007.

42

Figura 8. Mapa de distribuição de amostras nas unidades Galiléia e São Vitor da Suíte Galiléia, modificado das folhas Itanhomi, Governador Valadares e Itabirinha de

Mantena do projeto LESTE, 2000. . Com linha grossa marca-se o limite dos domínios tectônicos definidos por Oliveira *et al.*, 2000 e Vauchez *et al.*, 2007..... 43

Figura 9. Classificação modal QAP de rochas plutônicas (baseado em Streckeisen, 1976 e modificado por Le Maitre R.W *et.al.*, 2003), ilustrando a distribuição composicional das amostras estudadas..... 45

Figura 10. A: Aspecto macroscópico de tonalitos Derribadinha com foliação marcante. Em alguns afloramentos observa-se a ocorrência de leucogranitos em diferentes formas de relação com rochas dioríticas e tonalíticas: B. com ocorrência discreta, C: em intercalações dobradas, D: com contatos difusos..... 48

Figura 11. A: Plagioclásio subeudral com zoneamento composicional normal, amostra da região sul (AR 1240) (com analisador); B: Hornblenda anedral com inclusões de plagioclásio e quartzo (sem analisador) (identifique na foto o plagioclásio); C: Hornblenda com titanita desenvolvendo-se nas bordas (sem analisador); D: Associação de biotita e titanita (com analisador); E, F: Mosaico de fotomicrografias (sem analisador à esquerda, com analisador à direita) de alanita metamítica envolvida por clinozoisita-epidoto com fraturas radiais..... 50

Figura 12: Aspecto em afloramento de enclaves dioríticos da região de Itanhomi e Vai-Volta; B: Textura granular geral dos enclaves; C: Hornblenda eudral, titanita associada, epidoto com tons de birrefringência de primeira ordem; D: Cristal de clinozoisita com cor de interferência azul anômala característica. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador). 52

Figura 13. A: Aspecto em afloramento do Tonalito Bom Jesus: B: aspecto macroscópico; C: Fotomicrografia da textura microscópica geral da rocha com fenocristal poiquilítico de granada, envolto por biotita (com analisador); D: Silimanita e biotita definindo a foliação da rocha(sem analisador)..... 53

Figura 14. A: Aparência geral de cristais de granada (sem analisador); B:Cristal de granada com inclusões arredondadas de plagioclásio e quartzo setorizadas (fotomicrografia com analisador); C: Granada com biotita e silimanita nas bordas (sem analisador); D: Granada poiquilítica com inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita; biotita sub-eudral se desenvolve em volta (com analisador). 55

Figura 15. A: Aspecto em afloramento de quartzo-gabro com ortopiroxênio e enclave gabróico; B: Fotomicrografia da textura geral do quartzo-gabro hospedeiro

(com analisador); C, D: Ortopixênio da rocha hospedeira com bordas de substituição para biotita (Fotomicrografias sem e com analisador, respectivamente); E: Detalhe de *mingling* nas bordas do enclave; F: Textura geral do enclave gabróico com orientação preferencial moderada (com analisador); G, H: Ortopixênio do enclave com bordas de substituição para biotita (Fotomicrografias sem e com analisador, respectivamente) ... 57

Figura 16. Mosaico de imagens mostrando o aspecto bandado entre gabros ricos em hornblenda (bandas escuras) e piroxênios (bandas mais claras). Seção delgada e fotomicrografia detalhando as diferenças composicionais e texturais. 58

Figura 17.A: Corte basal de ortopiroxênio eudral com partches de substituição a hornblenda (fotografia com analisador); B: Fenocristal de clinopiroxênio com textura ofítica; C: Ortopiroxênio e biotitas subeudral (sem analisador); D: Cummingtonita (Cum) substituído clinopiroxênio (Cpx) de borda a núcleo (com analisador). 60

Figura 18. A: Aspecto macroscópico do fácies granítico (sem anfibólio); B: Aspecto macroscópico do fácies tonalítico (com anfibólio em cor esverdeada). 61

Figura 19. A: Cristal de plagioclásio com maclas deformacionais e bordas serrilhadas; B: Plagioclásio com marcado zoneamento composicional e saussuritização no núcleo; C: Grãos de plagioclásio e microclínio com mirmequitas associadas, quartzo intersticial; D: Detalhe de Cristal de plagioclásio com textura mirmequitica, desenvolvida na região próxima ao contacto com microclínio (Todas as microfotografias com analisador). 62

Figura 20. Diagrama de classificação geoquímica para rochas plutônicas (Segundo Cox *et al.*, 1978). 72

Figura 21. Diagramas de classificação composicional para granitos; A: Índice de Saturação de Alumina; B: Índice de alcalinidade modificado (MALI); C: Diagrama de classificação série Ferrosa (Granitos tipo A)-Magnesiana (Granitos cordilheranos), Frost *et al* (2001). D: Diagrama AFM (Irvine & Baragan, 1971), as setas mostram as tendências evolutivas toleítica e cálcio-alcalina. 74

Figura 22. Diagramas de Harker (1909) em Rollinson (1993) mostrando variações entre sílica e óxidos maiores para as amostras do Tonalito Bom Jesus, Derribadinha, São Vitor, Galiléia e rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio. . 76

Figura 23 Diagramas <i>spider</i> multielementos dos granitoides da regioa do vale do rio Doce normalizado para o manto primitivo de McDonough & Sun (1995).....	78
Figura 24. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) indicando as variações doe elementos LIL com o aumento de sílica. de SiO ₂	79
Figura 25. Razões de elementos traços de significado no particionamento de silicatos.	80
Figura 26. Diagramas de Harker dos elementos HFS com anomalias negativas que exibem variações pouco significativas com o aumento de sílica.....	81
Figura 27. Razões de elementos traços HFE de significado no particionamento de Alanita e óxidos de Fe-Ti.	82
Figura 28. Padrões ETR dos granitóides da regioa do vale do Rio Doce normalizados pelo condrito de Boynton (1984)	83
Figura 29. Variações de razões de elementos de terras raras importantes.....	84
Figura 30. Diagramas de classificação tectônica baseados em elementos traço. a. Pearce <i>et al.</i> (1984) b. Harris <i>et al.</i> (1986).	87
Figura 31. A. Comportamento dos minerais diamagnéticos sob um campo indutor H; B: Suscetibilidade diamagnética <i>kd</i> , negativa e independente da temperatura	91
Figura 32. Comportamento dos minerais paramagnéticos sob um campo indutor H; B: Variação da suscetibilidade paramagnética <i>kp</i> com a temperatura.....	92
Figura 33. Relação entre eixos cristalográficos e direções principais de suscetibilidade em minerais paramagnéticos (Borradile & Jackson, 2010)	93
Figura 34. Representação dos momentos magnéticos nos materiais ferromagnéticos <i>s.l.</i>	94
Figura 35. Sistema ternário FeO-TiO ₂ - Fe ₃ O ₄ com as soluções sólidas mais importantes na magnetização das rochas.....	95
Figura 36. Propriedades magnéticas da titano-hematita coma variação de Ti, na solução sólida hematite-ilmenita (Nagata, 1961).	96
Figura 37. Curvas termomagnéticas para pirrotita : a)monoclinica, b)hexagonal. c) pirrotita mixta. (Tomado de Tauxe, 2005, baseado em Dekkers, 1998)	97

Figura 38. Curva de histerese dos materiais ferromagnético s.l. 99

Figura 39 Imagens de elétrons retroespalhados de diferentes ocorrências de minerais opacos em tonalito; A: Cristal idiomórfico de magnetita (Mt); B: Cristal de sulfeto de ferro com calcopirita (Ccp) inclusa e óxido de ferro associado.; C e D: Cristais de sulfeto de ferro (pirita/pirrotita (Py/Po)) bordejados por óxido de Ferro, possivelmente magnetita (Mt) e em tonalidade mais escura. Óxido de ferro contém Ca e Si em fraturas e na interface entre sulfeto e óxido de ferro. 103

Figura 40. Mosaico de imagens mostrando um grão idiomórfico de sulfeto de ferro com substituição a óxidos de ferro; A: Imagem de elétrons retroespalhado MEV que mostra diferença composicional no cristal e os pontos onde foram obtidas as análises EDS; B: Fotomicrografia com analisador do mesmo cristal, de cor vermelha óxido de ferro, possivelmente hematita C: espectro EDS de cristal de sulfeto de ferro; D: Espectro EDS de óxido de ferro intersticial com quantidades menores de Ca, Si, e K; E: Espectro EDS de inclusão de Barita. 104

Figura 41. A e B. Curvas de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) em tonalito e quartzo-diorito, respectivamente; C e D: Curvas termomagnéticas, suscetibilidade normalizada para amostras com domínio de pirrotita e pirrotita-magnetita, respectivamente. K_n vs temperatura $T(^{\circ}C)$, k_0 corresponde a suscetibilidade do espécime. A fase de aquecimento é indicada com a seta para direita. 105

Figura 42. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) de granito próximo ao contato com o sienito Ibituruna; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura $T(^{\circ}C)$, 106

Figura 43. Imagens MEV de electrons retroespalhados. A: Cristais idiomórficos de ilmenita (Ilm); B: Detalhe de ilmenita e em cor mais escura titanita (Ttn) associada; C: Típica relação de ilmenita, titanita e biotita (Bt)., D: Inclusão arredondada de Ilmenita em granada (Grt) (as marcas pretas são raladuras na superfície do cristal). 107

Figura 44. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) do Tonalito Bom Jesus; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura $T(^{\circ}C)$, 108

Figura 45. Imagem de elétrons retroespalhados de Calcopirita (Ccp) e óxido de ferro, localizam-se os pontos onde realizaram-se análises EDS. Mostram-se alguns espectros EDS representativos. 109

Figura 46. A: Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de Ilmenita (Ilm); B: Detalhe de associação com Titanita (Ttn); C: Espectro EDS da titanita; D: Espectro EDS da ilmenita..... 109

Figura 47. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada kn vs temperatura T(°C)..... 110

Figura 48. A: Cristal eudral de sulfeto de ferro (pirita/pirrotita); B: Ilmenita com biotita em volta. 111

Figura 49. A, B: Curvas de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) de granodiorito e tonalito, respectivamente da associação São Vitor; C, D: Curvas termomagnéticas, suscetibilidade normalizada kn vs temperatura T(°C). 112

Figura 50. Histogramas da suscetibilidade magnética para as unidades estudadas. 114

Figura 51. Frequência dos valores de suscetibilidade média (km) e anisotropia magnética (P). Não se incluem os valores do sítio próximo ao sienito Ibituruna. 115

Figura 52. A. Relação entre a suscetibilidade (k) e anisotropia (P); B: Parâmetros de forma (T) vs anisotropia P. Nos gráficos maiores não se incluem valores do sítio próximo ao sienito Ibituruna, pois os valores extremamente altos de suscetibilidade .. 115

Figura 53 Mapa de distribuição dos dados de suscetibilidade A, e anisotropia B. 116

Figura 54. Diagramas de frequência do parâmetro de forma T dos espécimes estudados das unidades A: Derribadinha; B: Bom Jesus; C: Rochas máficas com ortopiroxênio; D: São Vitor. 117

Figura 55. Exemplos de estereogramas ASM, gráficos de anisotropia vs suscetibilidade e parâmetro de forma P vs anisotropia. A: Sítio AR1155 da Suíte Derribadinha; B: Sítio AR 1235 do Tonalito Bom Jesus; C: Sítio AR1186 das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio. 118

Figura 56. Diagramas de frequência do semi-ângulo maior α da lineação (A) e da foliação (B), se mostrando os intervalos de confiança. 119

Figura 57. Mapa de distribuição de tramas desenvolvidas em estado magmático, sub-magmático e sólido..... 121

Figura 58. Mapas estruturais, mostrando foliações e lineações magnéticas e medidas no campo. Estereogramas de Schmidt, hemisfério inferior mostrando as principais tendências da trama magnética. 122

Figura 59. Mapas estruturais, mostrando foliações e lineações magnéticas e medidas no campo. Estereogramas de Schmidt, hemisfério inferior mostrando as principais tendências da trama magnética. 123

Figura 60 Afloramento na região de falhamento. Observa-se d bandamento de porções félsicas e máficas; B: Porfiroblastos deformados de plagioclásio; C: *Ribbons* de quartzo com formato retangular e paletas biotita envolvendo porfiroclasto polimineral (granada-biotita-plagioclásio); D: Detalhe de estrutura em *pinning* em quartzo, com as setas indicando o sentido da migração de borda de grão..... 125

Figura 61. A: Amostra de mão polida de rocha milonítica (afloramento AR-1157) mostrando a variação na proporção de matriz. Na parte inferior da amostra a matriz tem aspecto ultramilonítico; B: Foliação descontínua com domínio de micrólitos quartzo-feldspáticos e biotita definindo a foliação; C: Porfiroclasto deformado com forte poligonização de quartzo; D: *Ribbon* de quartzo com formato sigmoidal; E: *Ribbon* de quartzo dobrado no vértice de porfiroclasto de plagioclásio deformado; E: Porfiroclasto de plagioclásio envolto pela foliação, com neo-formação de sub-grãos nas bordas. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador)..... 127

Figura 62. A: Fotomicrografia da rocha foliada; notar o domínio de microlitons constituído principalmente por cristais de quartzo anedrais com forte extinção ondulante, e biotita representando o domínio foliado; B: Quartzo intersticial deformado, com extinção ondulante tipo xadrez; C: Quartzo com bordas irregulares lobadas; D: Cristal de plagioclásio com bordas serrilhadas, silimanita e grãos de plagioclásio de grão fino em volta. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador). 130

Figura 63. A: Fotomicrografia da foliação magmática contínua em rochas máficas, observa-se a orientação preferencial de clinopiroxênios e plagioclásios; B: Marcada orientação preferencial de cristais de anfíbólio e plagioclásio, na parte inferior predomínio de cristais com granulação mais grossa. (Fotomicrografias com analisador) 131

1. INTRODUÇÃO

Os granitóides abordados neste estudo se localizam na região nordeste do estado de Minas Gerais (Brasil), abrangida pelo vale do Rio Doce, nos arredores da cidade de Governador Valadares, ponto mais setentrional da área de ocorrência da Suíte Derribadinha e do Tonalito Bom Jesus, alvos principais desta dissertação. A Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus localizam-se em uma região complexa onde as rochas alóctones da faixa Araçuaí, cavalgam sobre a cobertura parautoctone do cráton São Francisco, por meio de zona milonítica de empurrão com topo para oeste. Tal configuração tem levado a correlacionar estas unidades tanto ao Complexo Juiz de Fora do domínio parautoctone como à granitogênese pré-colisional do domínio alóctone, da qual a Suíte Galiléia é o principal expoente.

O estudo petrográfico (mineralógico e textural) e litogeoquímico permite caracterizar e classificar (modal e geoquimicamente) a ampla assembléia litológica apresentada pela Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, até agora inexplorada do ponto de vista geoquímico; e inferir sobre os processos genéticos e evolutivos e eles relacionados. A comparação com amostras da Suíte Galiléia, coletadas por Mondou (2010) e estudadas neste trabalho, permite estabelecer feições que indique uma possível relação genética.

Por outro lado, a estruturação interna das unidades permite relacioná-las a um estágio específico da evolução orogênica. Rochas granitóides podem adquirir tramas magmáticas devidos à colocação ou pela influência de campos tensionais num estágio orogênico tectonicamente ativo; ou ainda podem adquirir tramas pós-magmáticas, quando as diferentes fases minerais já se cristalizaram em um contexto tectonicamente ativo. A anisotropia de suscetibilidade magnética permite uma determinação da petrotrama, fornecendo informações dos elementos estruturais, foliação e lineação, em rochas com textura magmática onde a medida direta desses elementos não é possível.

2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

2.1 FAIXA-RIBEIRA-ARAÇUAÍ

A faixa Ribeira-Araçuaí, constitui a contraparte brasileira do orógeno que junto com a Faixa Oeste Congo na África, formou-se como resultado da amalgamação de Gondwana. A faixa Ribeira-Araçuaí se localiza a leste e sudeste do Cráton São Francisco, resultado da convergência entre os Crátons São Francisco e Congo durante a orogênese neoproterozóica brasileira, entre *ca.*750 Ma e 500 Ma (Trompette *et al.*, 1994)

Considerando que a faixa Ribeira-Araçuaí forma um orógeno contínuo, observa-se uma mudança progressiva no regime deformacional do norte para o sul (Trompette, 1994; Vauchez *et al.*, 1994; Egydio-Silva *et al.*, 2005).

O domínio norte, definido por *trends* estruturais NNE-SSW, é caracterizado por uma deformação com empurrões de unidades alóctones sobre a margem do Cráton São Francisco (Cunningham *et al.*, 1998; Oliveira *et al.*, 2000). O domínio sul, com *trends* NE-SW, é caracterizado por uma deformação transpressional contemporânea ou levemente diacrônica, envolvendo movimentação, predominantemente transcorrente, paralela à faixa (Trompette, 1994; Egydio-Silva *et al.*, 2002; Schmitt *et al.*, 2004) (Figura 1).

Figura 1. Mapa esquemático estrutural da Faixa Ribeira Araçuaí, mostrando os padrões cinemáticos para os domínios norte e sul. (Modificado de Vauchez *et al.*, 1994)

A diferenciação estrutural entre os domínios norte e sul tem levado à separação da Faixa Ribeira-Araçuaí em duas partes, assim, nas definições pioneiras se definem as faixas Ribeira e Araçuaí separadamente. A faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1973) constitui a porção sul com predomínio de *trends* NE-SW e a faixa e Araçuaí, como sendo a faixa próximo aos limites sul/sudeste do Cráton do São Francisco no Estado de Minas Gerais e nas vizinhanças do Estado da Bahia. (Almeida, 1977).

Na região de junção ocorre a passagem contínua e progressiva do estilo tectônico de um tipo transcorrente para um compressivo (Egydio-Silva *et al.*, 2005) num regime essencialmente transpressivo, resultado duma colisão com alto grau de obliquidade (Karniol, 2008) sob a marcante influência da geometria do contorno do Cráton São Francisco (Trompette *et al.*, 1993, Egydio-Silva *et al.*, 2002) o qual agiria com um corpo rígido podendo influenciar e modificar a magnitude da deformação e o caráter cinemático (Vauchez *et al.* 1994).

Embora desde a definição de Almeida seja amplamente usada a separação em duas faixas móveis distintas, a abordagem petrológica, geocronológica e tectônica das faixas Ribeira e Araçuaí mostra grande semelhança, a qual é concordante com a evolução de um único orógeno com resultados cinemáticos e padrões estruturais distintos.

2.2 FAIXA ARAÇUAÍ (SETOR NORTE DO ORÓGENO RIBEIRA-ARAÇUAÍ)

A Faixa Araçuaí é considerada a porção norte da faixa Ribeira - Araçuaí, formando um cinturão contínuo (~500 km de largura e ~ 1000 km de comprimento) que encerra toda a região entre o Cráton do São Francisco e a margem continental atlântica (Egydio-Silva *et al.*, 2005). Sua localização particular, confinada a oeste e norte pelo Cráton do São Francisco e a leste pelo Cráton do Congo, tem motivado diferentes interpretações sobre sua origem e deformação (Trompette, 1997; Cunningham *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Alkmin *et al.* 2006). Com relação ao início da colisão, concorda-se que começou ~ 630 – 610 Ma, caracterizado por afetar os sedimentos do sistema de *rift* Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001) e ocasionar a inversão do Espinhaço (Marshak & Alkmim, 1989; Dussin & Dussin, 1995; Uhlein *et al.*, 1998); o pico metamórfico em torno de ~575 Ma é marcado por granulitização, abundante fusão

parcial e amplo magmatismo (Pedrosa-Soares *et al* 2001; Heilbron & Machado, 2003; Bento dos Santos *et al.*, 2010)

Grande variedade de unidades lito-estratigráficas fazem parte da Faixa Araçuaí; a seguir, são apresentadas as unidades litológicas presentes na região do vale do Rio Doce (porção centro- norte da Faixa Araçuaí), e portanto se relacionam às unidades abrangidas neste estudo (Figura 2).

A lito-estratigrafia destas unidades será descrita desde as rochas que constituem o embasamento da faixa até os corpos intrusivos gerados nos estádios mais avançados da orogênia brasileira; posteriormente são apresentadas as características estruturais e as condições termobarométricas destas unidades, baseadas na subdivisão de três domínios estruturais fortemente relacionados com a lito-estratigrafia e a evolução da faixa. Por último, detalha-se a revisão bibliográfica dos corpos tonalíticos abrangidos nesta dissertação.

Figura 2. Mapa geológico na região do Vale do Rio Doce. Mostrando as principais unidades litológicas e os domínios estruturais da faixa móvel, se demarcando a área de estudo. Complexo Mantiqueira, 2: Complexo Polcrane, 3: Formação Tumiritinga, 4: Formação São Tomé, 5: Tonalito Derribadilha, 6: Tonalito Bom Jesus, 7: Tonalito Galiléia, 8: Tonalito São Vitor, 9: Gnaiss Kinziguitico, 10: Granito Ataleia, 11 Granito Carlos Chagas, 12: Suíte Aimorés, 13: Sienito Ibituruna, 14 Cobertura fanerozoica. Modificado de Oliveira (2000), Féboli & Castro, 2000, Ribeiro 2000, Vauchez et al., 2009,

2.2.1 Componentes Lito-estratigráficos

- **Arqueano (?)/Paleoproterozóico**

O Complexo Mantiqueira, de idade paleoproterozóica, é considerado o embasamento da faixa. É constituído por gnaisses migmatíticos, geralmente bandados, com bandas máficas de cor cinza e bandas félsicas (leucossoma), de espessuras centimétricas a decimétricas e granulação média a grossa. As bandas máficas (melanossoma) são representadas por hornblenda-biotita gnaisses com ou sem granada, e as bandas félsicas são constituídas de gnaisses quartzo-feldspáticos de composição granítica a tonalítica.

As rochas charnockíticas e paragnaisses/ortognaisses da região de Dom Cavati (MG), relacionadas ao Complexo Juiz de Fora, de idade paleoproterozóica, assim como o Complexo Mantiqueira, fazem também parte do embasamento da Faixa Araçuai.

Datações Rb/Sr mostram idades variadas para o Complexo Juiz de Fora, desde 560 Ma, registrando portanto retrabalhamento no Neoproterozóico. Nos arredores de Governador Valadares, foram obtidas idades de 600Ma e, idades de 1800Ma foram exibidas por rochas granulíticas da região de Caratinga (Silva *et al.*, 1978) . Machado *et al.*, (1996) obtiveram uma discórdia U-Pb em zircão extraída de granulito félsico do Complexo Juiz de Fora, com interceptos em 2.134Ma e 579Ma. O que é interpretado por esses autores como o retrabalhamento de um terreno Arqueano durante o ciclo Transamazônico e mais marcadamente durante o Brasileiro.

Estudos geoquímicos e isotópicos sugerem que as rochas do Complexo Mantiqueira representam um arco magmático desenvolvido sobre uma margem arqueana e o Complexo Juiz de Fora, um o mais arcos magmáticos acrescionários (Figueiredo & Teixeira 1996; Alkmin & Marshak 1998; Heilbron *et al.* 2003; Noce *et al.*, 2007).

• **Neoproterozóico**

Metassedimentos

Na região afloram os metassedimentos pertencentes ao Grupo Rio Doce, denominação atribuída a Barbosa *et al.* (1966) quando da re-hierarquização das unidades do médio Rio Doce. Vieira (2007) subdividiram o Grupo Rio Doce, da base para o topo, nas Formações Tumiritinga, constituída de micaxisto, gnaisses e rochas vulcanoclásticas, São Tomé composta por metagrauvaca, micaxisto e metadacito, Palmital do Sul, com micaxisto e gnaisses e no topo a Formação João Pinto constituída predominantemente de quartzitos.

Suítes Magmáticas.

A Faixa Araçuaí, se comparada com a faixa Ribeira, apresenta um amplo volume de rochas magmáticas, geradas em diversos estágios e intervalos da evolução do orógeno. São reconhecidos na literatura quatro estágios orogênicos, identificados como: pré-colisional (*ca.* 630-580 Ma.), sincolisional (*ca.* 580-560 Ma.), tardicolisional (*ca.* 560-530 Ma.) e pós-colisional (*ca.* 530-490 Ma.) (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005) e associados, nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2011), às suítes magmáticas: G1, G2, G3, G4 e G5.

Na região setentrional da Faixa Ribeira-Araçuaí ocorrem unidades magmáticas com características distintas em relação à petro-geoquímica, estrutural, e geocronologia, não necessariamente sugestivas de marcados estádios de evolução, mas, podem indicar que a colocação e deformação de magmas de diferentes assinaturas foram processos concomitantes.

~600-570 Ma.

A maior atividade magmática da Faixa Araçuaí ocorre neste intervalo. Trata-se de tonalitos, granodioritos e mais restritamente granitos metaluminosos e granitóides peraluminosos

Associações metaluminosas, apresentam caráter cálcio-alcálico e assinatura isotópica sugestiva de terem sido geradas em um arco continental maduro com aporte de manto litosférico paleoproterozoico e contaminação crustal continental (Pedrosa-Soares

& Wiedemann-Leonardos, 2000, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; 2011; Pinto *et al.*, 2000; Whittington *et al.* 2001; Campos *et al.*, 2004; Martins *et al.* 2004; Silva *et al.* 2005).

Novo (2009) apresenta datações U/Pb em torno de 595 Ma. para as rochas charnockíticas da Suíte Divino na região de fronteira entre as faixas Ribeira e Araçuaí. Estas são interpretadas, pelo mesmo autor, como representantes da raiz granulítica do arco.

A suíte intrusiva Galiléia constitui o maior corpo intrusivo associado a este magmatismo (ver item 2.2.3). Ocorre a leste do embasamento paleoproterozóico e inclui os plutons São Vitor e Galiléia de idade ~590-570 Ma. (Nalini, 1997; Dussin *et al.*, 1998; Noce *et al.*, 2000, Mondou 2010). Estas rochas apresentam essencialmente deformação no estado magmático concordante, estruturalmente, com as rochas encaixantes (Mondou *et al.*, 2010), sugerindo que intrusão e deformação foram concomitantes.

Granitóides peraluminosos compreendem uma ampla variedade de rochas anatéticas, desde metatexitos a granitos francamente peraluminosos (com granada onipresente e cordierita e silimanita frequentes) e kinzigitos (da Silva *et al.*, 2005; Vauchez *et al.*, 2007). A assinatura geoquímica destas unidades é relacionada com magmatismo sin-colisional (*sensu* Pedrosa-Soares *et al.*, 2001)

O corpo mais representativo deste magmatismo é o anatexito Carlos Chagas que se distribui amplamente a leste da suíte tonalítica Galiléia. Datações U/Pb no anatexito Carlos Chagas fornecem uma idade ~ 575 Ma. (Silva *et al.*, 2002, Vauchez *et al.*, 2007, Mondou 2010).

Pedrosa-Soares *et al.* (2001) denomina estas rochas metaluminosas com assinatura de arco vulcânico como “*Suíte pre-colisional G1*”, e os granitoides peraluminosos ou núcleo anatético da faixa Araçuaí como “*Suíte colisional G2*”

~580-540.

O plutonismo neste intervalo abrange rochas de composições variáveis, incluindo sienitos, granitos e rochas de afinidade charnockítica.

Idades U-Pb entre 540 e 525 Ma. (Whittington *et al.*, 2001, Noce *et al.*, 2004; Pedrosa Soares *et al.*, 2006, 2011; Silva *et al.*, 2005, 2007) em leucogranitos tipo S hospedados como *pods*, veios ou pequenos plutons no anatexito Carlos Chagas na

região norte do Vale do Rio Doce; estas ocorrências têm sido descritos como produto da re-fusão de rochas do domínio anatético (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

O quartzo-sienito Ibituruna, ~530-536 Ma (Petitgirard *et al.*, 2009) ocorre alojado entre as rochas miloníticas do Complexo Mantiqueira e o tonalito Derribadinha na região de Governador Valadares, apresenta marcada foliação e lineação magmática concordante com a deformação no estado sólido das rochas encaixantes, o que sugere a atuação de um campo tensional durante sua colocação.

Por último a Suíte Aimorés, com idades em torno de 520 (Noce *et al.* 2000) é constituída pelo granito Caladão e o charnockito Padre Paraíso; tratam-se de rochas com textura megaporfírica que afloram como batólitos menores, que truncam a estruturação das rochas dos domínios central e oriental, por vezes interrompendo o falhamento que limita estes domínios (Pinto *et al.*, 2000).

Os intrusivos com idades de cristalização posteriores ao pico colisional (~580-575 Ma), incluindo os aqui descritos, têm sido freqüentemente associados ao relaxamento e encurtamento da crosta durante colapso gravitacional do orógeno. (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Whittington *et al.*, 2001; Mashark *et al.*, 2006; Alkmim *et al.*, 2007). Assim, os leucogranitos associados ao anatexito Carlos Chagas, o sienito Ibituruna e as rochas da Suíte Aimorés são catalogados por Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2006, 2011) como “Suíte tardi a pos-colisional G3”, “Suíte pos-colisional G4”, e “Suíte pos-colisional G5”, respectivamente.

Os estudos disponíveis nestas unidades ainda não permitem definir claramente a ocorrência de colapso, constituindo ainda um tema controverso. Os estudos petrológicos e termocronológicos não evidenciam períodos de queda substancial no gradiente térmico que possa se relacionar com o colapso gravitacional do orógeno Ribeira-Araçuai, muito embora, tem se revelado taxas de esfriamento muito lentas ($\leq 3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$), (Dias Neto, 2001; Munhá *et al.*, 2005, Vauchez *et al.*, 2007; Petitgirard *et al.*, 2009; Bento dos Santos *et al.*, 2010; Mondou, 2010) por um períodos de tempo aproximado de 50 Ma. após do qual as taxas de esfriamento são da ordem de $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, consistentes com processos exumação lenta (Mondou, 2010).

Longos períodos de altas temperatura e baixas taxas de esfriamento propiciam as condições termais para a desidratação e/ou fusão parcial de níveis inferiores da crosta

portanto a colocação de corpos charnockíticos em ~510-470 (charnockito Padre Paraíso ~520 Ma), é relacionada às condições termais imperantes na Faixa Ribeira Araçuaí (Bento dos Santos *et al.*, 2010). Aliás, o comportamento estrutural e termal, apresentado pelo sienito Ibituruna (considerado como pós-colisional), sugere que a deformação, no estado magmático, ocorreu sob condições de alta temperatura e deformação ainda imperante (Petitgirard *et al.*, 2005).

2.2.2 Estrutura e metamorfismo

De acordo com as características estruturais, a Faixa Araçuaí tem sido dividida em domínios estruturais alóctones, que se sobrepõem às rochas para-autóctones metassedimentares que cobrem o Cráton São Francisco. A divisão proposta por Oliveira *et al.*, 2000, é em dois domínios estruturais, enquanto Vauchez *et al.*, 2007 faz uma subdivisão do domínio ocidental de Oliveira *et al.*, 2000 em dois domínios, ocidental e central. Nesta revisão citam-se os domínios definidos por Vauchez *et al.*, 2007 por se considerar uma abordagem mais detalhada. Na Figura 2 se mostra a distribuição espacial desses domínios, e na Figura 3 uma síntese das características estruturais.

Figura 3. Corte esquemático dos domínios estruturais da faixa Araçuaí. (1 a 4) domínio ocidental; (5 a 7) domínio central; (8 a 11) domínio oriental. (Vauchez *et al.*, 2003)

• Domínio Ocidental ou Milonítico

É composto por milonitos de alta temperatura (Cunningham *et al.*, 1998), derivados de protólitos metassedimentares.

Estes milonitos são constituídos pela intercalação de níveis quartzo-biotíticos e gnaisses anfibolíticos e calciossilicáticos, com forte deformação no estado sólido e

injetados por leucogranitos com granada e cordierita paralelos à foliação milonítica. (Figura 4)

A presença de assembléias de granada, biotita, e silimanita e cordierita, e a sistemática ausência de mica moscovita, mostraram condições de baixa pressão e alta temperatura. Condições de pressão foram estimadas por volta de ~560 MPa, e temperaturas obtidas através de bordas de pares minerais por volta de 750° C são consideradas posteriores ao pico metamórfico, como sugerido pelas maiores temperaturas (~800° C) obtidas mediante núcleos de granadas e biotitas incluídas nas granadas (Petitgirard *et al.*, 2005).

Dados termogeocronológicos apresentados por Pettitgirard *et al.*, 2009, mostraram a cristalização de minerais de alta temperatura (zircão e monazita) como resultado de fusão parcial em leucogranitos associados ao complexo Mantiqueira do Domínio Milonítico, por volta de 575 Ma, dados ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólio e biotita mostraram que essas condições mantiveram-se por longos períodos devido a baixas taxas de esfriamento (3-5 °C/Ma.).

A foliação dos milonitos mergulha levemente para o leste e as lineações se orientam numa tendência geral para EW. Indicadores cinemáticos de variadas escalas indicam um cisalhamento com topo para oeste.

Figura 4. Afloramentos da zona de contacto do complexo Mantiqueira com a Suíte Derribadinha no domínio milonítico.. A. Bandejamento de fácies máficas (biotíticas e anfibolíticas) com leucogranitos. B: Dobramentos dessimétricos fechados.

- **Domínio Central ou Tonalítico**

Este domínio envolve o amplo magmatismo alojado no intervalo de 600-570 Ma. em rochas metassedimentares representadas pelas formações: Tumiritinga, São Tomé, Palmital do Sul, e João Pinto.

Estas rochas apresentam foliação magmática (Figura 5) concordante com a foliação nos metassedimentos encaixantes, e pontualmente deformação no estado sólido associada a zonas de cisalhamento tardias. Abordagem estrutural com aplicação de ASM no tonalito São Vitor mostra a mudança progressiva, de oeste para leste, do mergulho das foliações e lineações magmáticas, de leve a moderado e posteriormente abrupto; já no batólito Galiléia a foliação magmática se torna vertical (Mondou, 2010). A coexistência de lineações subverticais e subhorizontais sugere partição da deformação, induzida por um regime de deformação transpressional. (Vauchez *et al.*, 2007)

Figura 5. A: Foliação magmática bem desenvolvida, enclaves máficos alongados do tonalito São Vitor. B: Foliação magmática moderada em tonalito Derribadinha.

- **Domínio Leste ou Anatético**

O domínio leste ou anatético é composto essencialmente pelo anatexito Carlos Chagas, representando possivelmente uma crosta média parcialmente fundida. (Oliveira *et al.*, 2000; Vauchez *et al.*, 2007).

No leste, o domínio anatético é coberto por kinzigitos migmatizados com idade máxima de cristalização por volta de 630 Ma (Noce *et al.*, 2004) e condições de

metamorfismo próximas a $\sim 820^{\circ}\text{C}$ e 650 Mpa entre $\sim 530\text{ Ma}$ e $\sim 480\text{ Ma}$ (Munhá *et al.*, 2005), complexas taxas de resfriamento são descritas, embora as técnicas termogeocronológicas não tenham a precisão adequada.

As rochas do domínio anatético, apresentam clara textura magmática (Figura 6), com foliação definida pela mineralogia máfica, as lineações não são evidentes no campo, mas medições de ASM mostram uma lineação dispersa com tendência geral NE-SW, diferentemente da tendência EW do domínio ocidental (Vauchez *et al.*, 2007).

Similarmente com as rochas do Domínio Central, a deformação foi adquirida no estado magmático. Deformação no estado sólido é restrita, localmente, a zonas de cisalhamento (Vauchez *et al.*, 2007). Para as rochas do domínio anatético a idade de fusão parcial é de $\sim 575\text{ Ma}$ (Vauchez *et al.*, 2007) e idade $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ em biotita forneceu uma idade de $472 \pm \text{Ma}$ que registra um esfriamento abaixo de 325°C , concordante com as taxas de esfriamento mostradas pelo domínio magmático central ($<10^{\circ}\text{C/Ma}$) (Mondou, 2010).

Figura 6. Foliação magmática marcada pelo alinhamento dos eixos cumpridos de feldspatos e a mineralogia máfica, no anatexito Carlos Chagas. B: Gnaisses kinziguíticos, com textura migmatítica em rede.

2.2.3 Unidades tonalíticas do domínio central da Faixa Araçuaí.

- **Tonalito Derribadinha**

Esta unidade foi individualizada e nominada na primeira etapa do projeto Leste, na folha Governador Valadares (Féboli, 1997), onde foi descrita como rochas granitóides de composição tonalítica contendo “manchas” de composição enderbítica. Ocorre com um corpo alongado em direção norte-sul em toda a porção oeste da folha Itanhomi, os contatos são definidos como tectônico, por falha de empurrão com o Complexo Mantiqueira, e brusco com as rochas dos Complexo Pocrane e os Tonalitos Galiléia, São Vitor e Bom Jesus (Féboli & Castro, 2000).

Esta unidade foi associada ao complexo gnáissico migmatítico da Associação Barbacena-Paraíba do Sul, por Fontes *et al.* (1978); e mais frequentemente ao Complexo Juiz de Fora de idade arqueana (Costa, 1978; Silva *et al.*, 1978, Pedrosa Soares *et al.*, 1994). No Projeto Leste 2000, optou-se por associá-la aos granitos pré-sin tectônicos em virtude da falta de unidades correlacionáveis, no entanto cita-se a possibilidade de correlação com o Complexo Juiz de Fora.

Silva *et al.* (2002) obteve idades SHRIMP em duas amostras nas proximidades de Governador Valadares, as duas ocorrem em área cartografada pelo projeto Leste como Complexo Mantiqueira de idade arqueana, mas poderiam fazer parte das rochas denominadas como Tonalito Derribadinha.

Um biotita ortognaisse tonalito apresenta uma idade U-Pb de cristalização de 565 ± 31 Ma; e um biotita gnaisse granodiorito apresenta zircões detríticos com idades variáveis entre ~ 2200 e ~ 600 Ma e sobre crescimentos com idades próximas a 561 ± 7 Ma. (Silva *et al.* 2002) Núcleos são interpretados como herdados de diferentes fontes e sobre crescimentos como magmáticos, atribuídos à precipitação direta a partir de magmas do tipo S. Segundo as idades de cristalização estas rochas são associadas ao magmatismo pré a sin-colisional (Silva *et al.* 2002, Silva *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Mondou (2010), datou rochas na região setentrional dos tonalitos mapeados como Derribadinha nas proximidades do contato com o Domínio Milonítico. No extremo norte do corpo, obteve idades U-Pb em zircão de 579 ± 8 e 587 ± 5 e a sul do quartzo sienito Ibituruna obteve idades ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólio (549 ± 6 Ma) e biotita (532 ± 5 Ma); estas são interpretadas como idades do resfriamento para temperaturas de fechamento do anfibólio ($550 \pm 50^\circ\text{C}$) e da biotita ($325 \pm 30^\circ\text{C}$); a proximidade nas idades de anfibólio e biotita é contrastante com o padrão de resfriamento lento evidenciado para rochas relacionadas e contemporâneas da faixa. Outras datações U-Pb na região de empurrão e em rochas miloníticas associadas ao Complexo Mantiqueira (em proximidades das datações de Silva *et al.*, 2002) fornecem idades por volta de *ca.* 580Ma.

Esta unidade é agrupada por Oliveira *et al.*, 2000 no domínio oriental, junto com as rochas dos Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, a oeste, e com a suíte tonalítica Galiléia, a leste. Vauchez *et al.*, 2007, as associam ao domínio ocidental milonítico, junto com os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, enquanto Galiléia e São Vitor fazem parte do magmatismo central.

• **Tonalito Bom Jesus**

É definido no Projeto Leste (Féboli e Castro, 2000) como um tonalito gnaissificado com abundante granada e localmente silimanita, a presença de silimanita sugere caráter peraluminoso (granito tipo S), e sua origem se esta relacionada à anatexia de paragneisses, sob condições redutoras de cristalização (Feboli & Castro, 2000).

Aflora como um corpo alongado em direção norte-sul na porção ocidental da Folha de Itanhomi, e em menor extensão na Folha Dom Cavati. Os contatos definidos no Projeto Leste são com o Tonalito Derribadinha, a leste, por falha de empurrão e, no restante, abrupto.

Esta unidade é individualizada como um domínio de biotita gnaisses granatíferos por Costa (1978), associando-os ao Complexo Juiz de Fora do Pré-Cambriano Indiferenciado. Bruno (1985) as associa ao Arqueano médio do Complexo Juiz de Fora, e Silva *et al.* (1978) e Pedrosa Soares *et al.* (1994) os relacionam, igualmente, ao Complexo Juiz de Fora do Arqueano.

O Tonalito Bom Jesus carece de dados geocronológicos na literatura.

- ***Manchas esverdeadas de composição enderbítica***

Manchas esverdeadas de composição enderbítica associadas ao tonalito Derribadinha e ao Tonalito Bom Jesus são descritas no Projeto LESTE. Nos dois casos se cita a maior ocorrência na região de Capitão Andrade. Os contatos destas rochas com os tonalitos são descritos como mudança de cor de um para outro. (Féboli & Castro, 2000)

Fontes *et al.* (1978) relacionam estas rochas ao Complexo Charnockítico da Associação Barbacena-Paraíba do Sul..

- ***Suíte Intrusiva Galiléia***

Barbosa *et al.* (1964) apresentam o primeiro trabalho referente à Suíte Galiléia, denominando tonalito Galiléia à associação de fácies tonalíticas, quartzo dioríticas, granodioríticas e graníticas, intrusiva nas rochas do Grupo São Tomé, na região do Médio Rio Doce.

Silva *et al.* (1987) propuseram o nome de Suíte Galiléia para omagmatismo I sin- a tardi-tectônico, com abundantes enclaves e cortado por corpos aplíticos. Estas rochas foram englobadas na Suíte G1 de Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000).

Os batólitos Galiléia e São Vitor, são os principais corpos constituintes da Suíte Galiléia. Apresentam litotipos similares, de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, sendo os termos tonalíticos os mais comuns. Ausência ou raridade de autólitos máficos e a ocorrência mais proeminente de xenólitos aluminosos da formação Tumiritinga no Tonalito São Vitor constituem os critérios discriminantes. O contato entre as duas unidades é transicional (Pinto *et al.* 2000).

Esta suíte ocorre nas folhas Governador Valadares, Itabirinha da Mantena e Ataleia do projeto Leste. Os contatos com as formações Tumiritinga e São Tomé são intrusivos; com os granitos Faísca, Ataléia, e Suíte Aimorés (Granito Caladão), todos eles mais novos, são abruptos. O tonalito São Vitor apresenta um contato abrupto com o tonalito Derribadinha marcado pelas diferenças texturais destas unidades (São Vitor

mais homogênea, Derribadinha bandada e milonitizada (Pinto *et al.* 2000, Feboli & Castro, 2000)

A Suíte Galiléia é caracterizada como magmatismo tipo I com caráter metaluminoso a levemente peraluminoso e com afinidade cálcio-alcálica (Nalini *et al.* 2005). Dados isotópicos e a presença de enclaves máficos levam a sugerir mistura de magmas entre pólos máficos e félsicos, tendo como processo principal na geração deste magmatismo reciclagem crustal e restritamente adição de material mantélico. (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2011)

Nalini (1997) reporta idades U/Pb em zircão de *ca.* 594 Ma para a colocação da Suíte Galiléia; Oliveira (2008) obteve para o tonalito São Vitor idades K/Ar em biotita em torno de 477- 503 Ma ± 10 , que refletem a idade na qual as rochas alcançaram um temperatura de $\sim 310^\circ$. Mais recentemente, Mondou (2010) apresenta um importante conjunto de dados geocronológicos para os batólitos São Vitor e Galiléia; obtendo idades U/Pb em zircão em torno de 580 Ma. para as duas unidades. Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda ~ 500 Ma e biotita ~ 480 Ma. são interpretadas como idades de resfriamento às temperaturas de $550 \pm 50^\circ\text{C}$ e $325 \pm 30^\circ\text{C}$, respectivamente.

3. CARATERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA

INTRODUÇÃO

A abordagem petrográfica permite classificar as rochas segundo a sua mineralogia, nomeando-as de acordo com a sua composição modal. Feições tais como: tamanho e forma dos cristais, zoneamento e inclusões minerais, fornecem informação da história da cristalização e os processos que controlam a gênese das rochas.

Na primeira parte desse capítulo são descritas as observações e interpretações obtidas da análise de um total aproximado de 100 seções delgadas, representando: 40 para a Suíte Derribadinha, 15 para o Tonalito Bom Jesus, 20 distribuídas nas unidades Galiléia e São Vitor, e 20 para as rochas com ortopiroxênio identificadas (em campo) na região de ocorrência das Suítes Derribadinha e Bom Jesus (Figuras 7 e 8). Para estudo dos opacos, foram confeccionadas 10 seções polidas para todas as unidades mencionadas. Informações complementares relacionadas aos minerais opacos e mais especificamente da mineralogia magnética, se fornece no item 4.3

Feições microtectônicas foram estudadas para definir a origem ígnea ou metamórfica das tramas das rochas de todas as unidades. O grau detalhamento foi maior para a Suíte Derribadinha, para o Tonalito Bom Jesus e para as rochas com ortopiroxênio, porém estas descrições estão no item 4.5, referente à petrotrama.

Diagramas de classificação e variação entre elementos maiores e traços constituem uma ferramenta amplamente usada no estudo das rochas ígneas, principalmente como meio de caracterização de fontes, mas permitem também estabelecer seu ambiente tectônico de formação (Pearce, 1984, Harris *et al.*, 1995) e discutir sobre processos de evolução petrogenética.

A segunda parte deste capítulo traz os resultados de análises litogeoquímicas realizados em 62 amostras representativas das rochas magmáticas do Domínio Central da Faixa Araçuai na região de Governador Valadares (Tabela 1), assim distribuídas: 17 da Suíte Derribadinha, 7 do Tonalito Bom Jesus, 17 das rocha máficas com ocorrência de ortopiroxênio, e 21 as Suíte Galiléia (12 da unidade São Vitor e 9 da unidade Galiléia).

3.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA.

3.1.1 Metodologia

Foi realizado levantamento geológico (em escala aproximada 1:50.000) das rochas das Suítes Derribadinha e Bom Jesus, além de rochas com ortopiroxênio que ocorrem associadas a ambas, visando determinar suas características cartográficas, litológicas e estruturais. Com respeito às unidades Galiléia e São Vitor o trabalho restringiu-se ao reconhecimento, em campo, de características já definidas em trabalhos anteriores na região (Nalini, 1997; Oliveira, 2000; Mondou, 2010), uma vez que estão espacialmente associadas com as rochas da Suítes Derribadinha e o tonalito Bom Jesus, alvos principais desta dissertação de Mestrado.

Como etapa subsequente ao levantamento de campo, as rochas mapeadas foram submetidas a estudos petrográficos macro- e, principalmente, microscópico. Nesse último caso foi dada ênfase à definição das assembléias minerais constituintes e suas relações texturais, a partir de observação sob luz transmitida. Feições texturais foram estudadas em detalhe para definir a origem ígnea ou metamórfica das tramas das rochas da Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, porém estas são descritas no item 4.5.2 referente as características microtectônicas.

A amostragem para estudos petrográficos foi feita buscando-se um recobrimento areal o mais significativo possível, tendo como base cartográfica as cartas geológicas em escala 1:100.000 da CPRM (Governador Valadares, Dom Cavati e Itanhomi). As dificuldades de acesso limitaram a amostragem do Tonalito Bom Jesus, especialmente em sua porção mais ocidental. Para a Suíte Galiléia (unidades Galiléia e São Vitor), incluíram-se amostras disponíveis da tese de doutorado de Mondou (2010), as quais foram analisadas petrográfica e geoquimicamente neste trabalho, para a comparação com a Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus.

Figura 7. Mapa de distribuição de amostras na Suíte Derribadinha e Tonalito Bom Jesus. Região de Governador Valadares modificado das folhas Itanhomi e Governador Valadares do projeto LESTE, 2000. . Com linha grossa marca-se o limite dos domínios tectônicos oeste ou milonítico e o central ou plutônico definido por Vauchez *et al.*, 2007.

Figura 8. Mapa de distribuição de amostras nas unidades Galiléia e São Vitor da Suíte Galiléia, modificado das folhas Itanhomi, Governador Valadares e Itabirinha de Mantena do projeto LESTE, 2000. . Com linha grossa marca-se o limite dos domínios tectônicos definidos por Oliveira *et al.*, 2000 e Vauchez *et al.*, 2007.

A identificação dos minerais foi conduzida com base em suas características ópticas, tais como hábito, clivagem, geminação, relevo, birrefringência, extinção, figura de interferência, etc. Especificamente para o plagioclásio determinou-se o teor de anortita (An) de acordo com o método Michel-Levy. A distinção entre tipos de anfibólio foi estimada de acordo com pleocroísmo, ângulo de extinção ($z \wedge c$) e ângulo $2V$. Ortopiroxênio foi diferenciado de clinopiroxênio pela baixa birrefringência, extinção paralela e pleocroísmo verde claro a rosa. Quando possível, clinozoisita e epidoto foram também diferenciados pelo pleocroísmo e birrefringência.

Análises modais de quartzo e feldspatos (alcalino e plagioclásio) obtidas em contador automático foram feitas em amostras representativas de todas as unidades e plotadas no diagrama de Streckeisen (1976) (Figura 9). Com o objetivo de corroborar a presença de feldspato alcalino nas rochas onde sua discriminação microscópica foi difícil, aplicou-se o método de distinção química descrito por Bailey e Stevens (1960) nas amostras de rocha excedentes do processo de laminação. Os valores obtidos para cada fase mineral foram recalculados para 100%. No entanto, na descrição petrográfica individual das unidades que segue neste capítulo, os valores percentuais apresentados em parênteses representam as proporções modais das fases minerais maiores constituintes da rocha.

Fotomicrografias mostrando aspectos petrográficos importantes foram obtidas nos microscópios Zeiss Axioplan com câmera Olympus CAMDIA acoplada e Olympus BPX50 com câmera Nikon COOLPIX 8800 acoplada, dos laboratórios de Petrografia Sedimentar e de Mineralogia Ótica do IGc/USP, respectivamente.

3.1.2 Classificação modal

Figura 9. Classificação modal QAP de rochas plutônicas (baseado em Streckeisen, 1976 e modificado por Le Maitre R.W *et.al.*, 2003), ilustrando a distribuição composicional das amostras estudadas.

As rochas foram classificadas com base no índice de cor como definido por Shand (1917). De forma geral, as rochas da Suíte Derribadinha apresentam proporção de máficos entre $30 < M < 40$, $M < 10$ para as injeções quartzo-feldspáticos, e entre $45 < M < 70$ para as rochas com ortopiroxênio. Os índices são semelhantes para a maioria das amostras do Tonalito Bom Jesus, sendo próximos a 35, e um pouco mais baixos para as rochas das unidades Galiléia e São Vitor, entre 25-30; exceção são os enclaves presentes nos tonalitos Galiléia que têm índices próximos a 70.

Composicionalmente, as rochas da Suíte Derribadinha têm proporção modal média entre quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio de: (i) diorito (4%, 2%, 94%), (ii) quartzo-diorito (10%, 2%, 90%) e (iii) tonalito (35%, 5%, 60%). Injeções quartzo-

feldspáticos presentes nessas rochas têm composição essencialmente granodiorítica-granítica (30%, 35%, 35%, respectivamente).

As rochas do Tonalito Bom Jesus têm composições essencialmente tonalítica com proporções médias de 50% de quartzo, até 3% de feldspato alcalino e 47-50% de plagioclásio.

As proporções modais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio nas rochas com ortopiroxênio plotam preferencialmente no campo de quartzo-dioritos/quartzo-gabros a dioritos/gabros, mostrando a dominância de plagioclásio (> 75%) sobre feldspato alcalino, mas com variações significativas nas proporções de quartzo; em função dos teores de anortita An_{40-55} dos cristais de plagioclásio, optamos por usar os termos quartzo-gabros e gabros para essas rochas. Duas amostras são classificadas como termos mais evoluídos do conjunto, mostrando composição granodiorítica (AR-1163) e quartzo-monzodiorítica (AR-1162 C). Como na maioria das amostras a proporção de quartzo é inferior a 20%, optou-se por não chamá-las de 'enderbitos', preferindo adotar o termo 'quartzo-gabros e gabros com ortopiroxênio' (ou simplesmente opx-qz-gabros e opx-gabros), conforme a classificação do *British Geological Survey International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* para rochas ígneas, e também Frost & Frost (2008).

Rochas leucocráticas identificadas nas fácies com ortopiroxênio têm composição similar a quartzo-monzogabros e granodioritos, com quartzo entre 25-10%, plagioclásio ~70%, e feldspato alcalino < 20%. Nota-se a presença de clino e ortopiroxênio (15-10% na moda) variando entre si em proporções de aproximadamente 3(cpx):1(opx). Dada a menor proporção de ortopiroxênio em relação a clinopiroxênio, optou-se por tratar esses mobilizados segundo a classificação do diagrama QAP, apenas acrescentando a presença de ortopiroxênio.

Por fim, as análises modais definidas para as rochas da Suíte Galiléia (unidades Galiléia e São Victor) plotam nos campos tonalito, granodiorito e monzogranito, devido a ampla variação nas proporções de quartzo (50-30%), feldspato alcalino (30-5%) e plagioclásio entre 65-45%.

3.1.3 Suíte Derribadinha

- *Aspectos de campo*

Aflora a sul da cidade de Governador Valadares (MG) como um corpo alongado de direção norte-sul, ora apresentando topografia de morros ‘pão de açúcar’, ora aflorando como lajeados ao longo de drenagens. O contato a oeste, entre as a Suíte com os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (Ebert, 1956; Costa, 1978) é feito por falha de empurrão para oeste (ver mapa da Figura 7). Os contatos da Suíte Derribadinha a leste não puderam ser confirmados durante o mapeamento, aqui assumindo-se as inferências descritas pela CPRM (Ver Figura 7).

Macroscopicamente as rochas da Suíte Derribadinha variam de cor cinza escura e granulação fina, equigranular, a cor cinza claro e granulação grossa, por vezes microporfirítica (Figura 10). A alternância de cor e granulação confere à rocha um aspecto bandado que, na maioria dos casos, é coincidente com a foliação regional.

Figura 10. A: Aspecto macroscópico de tonalitos Derribadinha com foliação marcante. Em alguns afloramentos observa-se a ocorrência de leucogranitos em diferentes formas de relação com rochas dioríticas e tonalíticas: B: com ocorrência discreta, C: em intercalações dobradas, D: com contatos difusos.

Em alguns afloramentos (AR 1155 e AR 1164), localizados na porção setentrional do corpo, observam-se pequenas manchas leucograníticas isoladas (Figura 10B), ou ainda localizadas em sítios de dilatação. Especificamente no afloramento AR 1164 (região da Serra do Mutum, entre as cidades de Capitão Andrade e Tumiritinga), observa-se vários padrões geométricos atestados pelos leucogranitos. Intercalações leucocráticas (1-20 cm de espessura) concordantes com a foliação são dobradas no longo de dobras maiores evidenciando diferenças no comportamento reológico entre rochas.(Figura 10C). Os contatos entre leucogranito e a rocha tonalítica é por vezes difuso chegando a apresentar aparência que lembra texturas flebíticas e nebulíticas em migmatitos (Figura 10D).

• **Análise petrográfica**

As rochas da Suíte Derribadinha têm composições que variam de tonalitos a dioritos. Biotita, anfibólio, e menos frequentemente granada, são constituintes máficos principais definindo, junto com quartzo e feldspatos, bandas centimétricas de porções félsicas e máficas que podem ser notadas em escalas microscópica e mesoscópica. Injeções leucocráticas têm composição tonalítica a granítica, com baixa proporção de minerais máficos (< 10%).

O plagioclásio (40-30% da moda) é andesina-oligoclásio com An_{32-27} , composição esta que independe do tipo petrográfico, se diorito, quartzo-diorito ou tonalito. Apresenta-se como cristais (0,5-2 mm),euedrais a sub-euedrais, por vezes envoltos por agregados de cristais menores (<0,1 mm). Os cristais menores são equigranulares com bordas retas, por vezes formando arranjos poligonais. Ocorre zoneamento composicional normal, quase sempre evidenciado por marcante saussuritização das porções centrais (mais cálcicas) dos cristais (Figura 11A).

O quartzo (30-15%) ocorre sob diversos formatos segundo o grão de deformação no estado sólido da rocha, como cristais intersticiais de tamanhos variáveis onde cristais relativamente grandes (0,4 mm) apresentam forte extinção ondulante, e como *ribbons*, na maioria dos casos definindo a foliação na rocha.

Biotita é o mineral máfico predominante (30-15%) e melhor distribuído nas rochas dessa unidade. Em geral, apresenta pleocroísmo em tons marrom, com aspecto

mosqueado, definindo formas euedrais a subeuedrais, e tamanhos variáveis entre 0,02 e 0,8 mm. Os cristais maiores estão alinhados definindo a foliação, enquanto os cristais menores estão associados a domínios de microlitons. Frequentemente são observados cristais dobrados e com extinção ondulante. É comum observar a substituição de anfibólio por biotita. Inclui plagioclásio e quartzo.

O anfibólio (15-5%) foi classificado como hornblenda, com pleocroísmo em tons de verde (seção basal) a marrom (seção longitudinal) (Figuras 11B e 11C), ângulo 2V variável e extinção oblíqua (α e γ entre 12° e 34°). Ocorre em tamanhos variáveis (entre 0,2 e 5 mm), com faces pouco definidas e feições sugestivas de corrosão caracterizando tipos predominantemente sub-euedrais; bordas retas são comumente desenvolvidas quando em contato com cristais de biotita e plagioclásio. Contém inclusões arredondadas de quartzo e plagioclásio. Feições de deformação intracristalina só são observadas na região de contato com os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.

A granada ocorre esporadicamente e está geralmente associada à biotita em amostras onde o anfibólio não está presente. É subeudral com bordas irregulares contornadas por biotita. Exibe inclusões arredondadas de biotita, quartzo e plagioclásio, sem orientação preferencial, mas principalmente dispostas nas regiões mais centrais dos cristais.

Dos minerais acessórios titanita e apatita são os mais comuns. Em algumas amostras alcançam tamanhos milimétricos (até 2 mm) e podem representar até 2% da assembléia mineral. Ambos apresentam faces cristalinas bem desenvolvidas e estão sempre associados às fases máficas (Figuras 11C e 11D). A alanita apresenta pleocroísmo em tons amarelo, mais fortes no núcleo em relação à borda, com forte metamitização evidenciada pelos baixos tons de birrefringência que tendem à isotropia. Fraturas radiais associadas também ao efeito da metamitização são observadas nos cristais de clinozoisita-epidoto que a envolvem (Figuras 11E e 11F). Esses ocorrem também associados a anfibólio e biotita possivelmente em relações de substituição (Figura 11E). Os minerais opacos observados usualmente acompanham a mineralogia máfica, dispondo-se ao longo de bordas ou linhas de clivagem, especialmente de biotita.

O zircão eudral, bipiramidal, com cerca de 0,3 mm de comprimento, observado especialmente como inclusões em biotita.

Figura 11. A: Plagioclásio subeudral com zoneamento composicional normal, amostra da região sul (AR 1240) (com analisador); B: Hornblenda anedral com inclusões de plagioclásio e quartzo (sem analisador) (identifique na foto o plagioclásio); C: Hornblenda com titanita desenvolvendo-se nas bordas (sem analisador); D: Associação de biotita e titanita (com analisador); E, F: Mosaico de fotomicrografias (sem analisador à esquerda, com analisador à direita) de alanita metamítica envolvida por clinozoisita-epidoto com fraturas radiais.

Na região sudeste da área, entre as cidades de Itanhomi e Vai-Volta (MG), os tonalitos da Suíte Derribadinha abrigam enclaves máficos (AR-1240). Esses têm cor cinza levemente esverdeada, com textura geral subequigranular grossa, e moderadamente foliados. Os enclaves apresentam forma ovóide e bordas bem definidas (Figura 12A), com composição diorítica e textura geral equigranular (Figura 12B). Seus minerais constituintes são principalmente plagioclásio, anfibólio, minerais do grupo do epidoto e biotita.

O plagioclásio tem An_{45-30} (labradorita-andesina), e ocorre como cristais tabulares, eudrais, algumas vezes parcialmente reabsorvidos, e com marcante zoneamento composicional normal (Figura 11A).

O anfibólio apresenta-se com duas composições distintas. Hornblenda é dominante, com pleocroísmo marrom a verde, eudrais. A cummingtonita (anfibólio magnesiano) é incolor, com bordas irregulares, apresentando tons de birrefringência azul e roxo de segunda ordem e ângulo de extinção entre 15° e 21° .

Dentre os minerais do grupo do epidoto ($\pm 15\%$ da moda), identificou-se epidoto e clinozoisita, especialmente diferenciados pelo pleocroísmo em tons de verde do epidoto e tons de interferência desde primeira ordem superior até terceira ordem (Figura 12C), e a birrefringência em tons de azul anômalo da clinozoisita (Figura 12D). Texturalmente, epidoto ocorre como cristais eudrais e a clinozoisita é intersticial. (Figuras 12C e 12D).

Titanita ocorre anédrica, ocorrendo associada com anfibólio, sugerindo uma possível relação de substituição (Figura 12C)

Figura 12: Aspecto em afloramento de enclaves dioríticos da região de Itanhomi e Vai-Volta; B: Textura granular geral dos enclaves; C: Hornblenda eudral, titanita associada, epidoto com tons de birrefringência de primeira ordem; D: Cristal de clinozoisita com cor de interferência azul anômala característica. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador).

3.1.4 Tonalito Bom Jesus

- *Aspectos de campo*

Esta unidade é claramente diferenciada das demais pela ocorrência de granada como fase mineral essencial. Macroscopicamente as rochas ocorrem bandeadas, são de cor cinza-clara avermelhada quando frescos (dada pela presença de granada) e amarelo-avermelhado quando alteradas (Figuras 13A e 13B). Ocorrem na forma de amplas lajes, aflorando ao longo de drenagens e morros com encostas íngremes. É formalmente definida no projeto LESTE (Oliveira, 2000) como um corpo alongado de direção norte-sul, aflorando preferencialmente entre as cidades de Tarumirim, Itanhomi e Capitão Andrade (MG), inserido dentro dos limites da Suíte Derribadinha.

A foliação medida nas rochas tem direção N-S, de forma concordante com a geometria alongada do corpo, com mergulhos de baixo ângulo ($\leq 30^\circ$) para leste.

Lineações não são facilmente visíveis em afloramento, assim como não é comum encontrar estruturas miloníticas ou de dobramentos associadas a essas rochas.

- **Análise petrográfica**

Conforme o item 3.1.2, essas rochas têm composição modal tonalítica, sendo constituídas essencialmente por plagioclásio, quartzo, biotita e granada e, mais restritamente, muscovita e silimanita.

Figura 13. A: Aspecto em afloramento do Tonalito Bom Jesus; B: aspecto macroscópico; C: Fotomicrografia da textura microscópica geral da rocha com fenocristal poiquilítico de granada, envolto por biotita (com analisador); D: Silimanita e biotita definindo a foliação da rocha(sem analisador).

Plagioclásio compõe cerca de 40 a 25% da moda, apresentando-se como cristais irregulares e sub-arredondados, com bordas serrilhadas, e granulação variável (5 a 0,2 mm). Geminações segundo a lei da albita e albita-periclínio são comumente observadas, podendo ocorrer deformadas. A composição é de andesina, com An_{40-30} . Inclusões arredondadas de biotita e quartzo são frequentes. Sericita ocorre como substituição tardia, ao longo das bordas e/ou preenchendo fraturas.

O quartzo (35-28%) ocorre como grãos anedrais, intersticiais, de aspecto límpido e tamanho variável, desde granulação fina $< 0,1$ mm até grandes cristais com 4 a 2 mm (Figura 13C), frequentemente com extinção ondulante. Pode ainda ocorrer com formas amebóides e bordas lombadas ou como textura mimerquítica.

A biotita (35-15%) ocorre em dois padrões distintos: (i) palhetas com faces cristalinas bem definidas, de granulometria em torno de 2 mm, frequentemente definindo a foliação; cristais dobrados e com extinção ondulante também são observados. Associada a essa tipologia ocorre silimanita prismática concordante com a orientação preferencial (Figura 13D), e (ii) cristais sub-euedrais de granulação fina (< 1 mm), e sem orientação preferencial; ocorre associada a finos cristais de plagioclásio e quartzo amebóide (Figura 13C).

A granada (cerca de 6%) ocorre com tamanhos entre 8 e 4 mm, com pleocroísmo rosa-avermelhado, sub-eudral, mostrando inclusões abundantes de biotita, quartzo e plagioclásio aleatoriamente distribuídas nas porções mais centrais dos cristais (Figuras 14A e 14B); mais raramente ocorre sob formas esqueléticas. Biotita pode ainda ocorrer como fase de substituição da granada, ao longo de fraturas neste mineral (Figuras 14C)

A silimanita, quando presente, ocorre com hábito prismático, bipiramidal, constituindo agregados finos. Está principalmente associada à biotita, principalmente em contatos retos (Figura 13D), muito embora em alguns locais seja possível observar também a relação espacial da silimanita com biotita e granada (Figura 14C).

Apatita, zircão, muscovita e clinozoisita-epidoto ocorrem como fases acessórias. O zircão é arredondado e com tamanho de cerca de 0,1 mm em comprimento. Muscovita ocorre restritamente.

Figura 14. A: Aparência geral de cristais de granada (sem analisador); B: Cristal de granada com inclusões arredondadas de plagioclásio e quartzo setorizadas (fotomicrografia com analisador); C: Granada com biotita e silimanita nas bordas (sem analisador); D: Granada poiquilítica com inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita; biotita sub-cuedralse desenvolve em volta (com analisador).

3.1.5. Rochas máficas com ortopiroxênio

- *Aspectos de campo*

Rochas com ortopiroxênio foram mapeadas entre os contatos da Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, próximo às cidades de Capitão Andrade e São Geraldo de Tumiritinga, na porção setentrional do corpo. Relações de contato bem definidas não puderam ser observadas dada a ausência de afloramentos lateralmente contínuos. No projeto LESTE da CPRM (2000), essas rochas foram definidas como "...manchas esverdeadas de composição enderbítica..." .

Próximo a São Geraldo de Tumiritinga, as rochas com ortopiroxênio afloram na área de ocorrência da Suíte Derribadinha. São rochas mesocráticas (M~35), de

granulação grossa, equigranular, com orientação preferencial dos minerais variando de incipiente a moderada (Figuras 15A e 15B). Composicionalmente são quartzo-gabros com ortopiroxênio (ver item 3.1.2), em geral com proporção modal $< 1\%$ (Figuras 15C e 15D). Enclaves melanocráticos (M~60) de granulação fina são comuns, ora mostrando geometria sub-angulosa ora alongados provavelmente devido à deformação (Figuras 15A, 15E e 15F). Constituem gabros com ortopiroxênio ($< 1\%$), apresentando feições de mistura mecânica (*mingling*) evidenciadas principalmente pela captura de fenocristais de plagioclásio do quartzo-gabro hospedeiro (Figura 15B).

Na região de Capitão Andrade as rochas com ortopiroxênio afloram em pequenas serras isoladas. São igualmente rochas melanocráticas com M entre 55 e 40, com granulação grossa a média e cores variando em tons de verde como função da proporção variável entre anfibólio e piroxênios; bandamento descontínuo modal e granulométrico é, por vezes, observado. Rochas quartzo-feldspáticas mais claras (M ~ 30, de clino e ortopiroxênio e anfibólio) tendem a orientar-se ao longo da foliação regional. Localmente (AR-1162) bandas de composição tonalítica, ricas em granada, ocorrem intercaladas com os gabros. A composição geoquímica dessas bandas coincide com a assinatura definida para o Tonalito Bom Jesus (ver item 3.2).

• **Análise petrográfica**

Tanto quartzo-gabros e gabros (enclaves) mapeados na região de São Geraldo de Tumiritinga, apresentam a mesma assembléia mineral essencial. No entanto, as proporções entre plagioclásio e hornblenda variam. Em função da ampla ocorrência de anfibólio ($> 20\%$), essas rochas foram classificadas como hornblenda quartzo-gabros e hornblenda-gabros, ambos com ortopiroxênio ($< 1\%$ da moda).

O plagioclásio é o principal mineral constituinte (70-40% da moda), com teores de anortita variando entre An₅₅₋₄₀ (labradorita-andesina). Ocorre como cristais euedrais, inequigranulares (entre 0,5 e 5 mm), com geminações tipo albita e albita-periclínio, por vezes fraca a moderadamente deformada (Figura 15D). Zonações composicionais são raras. Nos enclaves o plagioclásio tem granulação fina, equigranular, frequentemente formando arranjos poligonais que podem ser indicativos de cristalização em alta temperatura.

Hornblenda marrom (50-20%) ocorre como cristais sub-eudrais mostrando relações de equilíbrio com plagioclásio, tanto em enclaves como na rocha hospedeira dos mesmos (quartzo-gabros). A biotita (~5%) exibe pleocroísmo marrom-avermelhado e hábitos sub-eudrais; quando inclusa em plagioclásio apresenta formas subarredondadas. Ortopiroxênio é anedral e está presente como fase acessória, sendo substituído por anfibólio e biotita, sendo melhor preservado de suas feições originais nos gabros que no quartzo-gabro hospedeiro (Figuras 15C, 15D, 15G e 15H).

Figura 15. A: Aspecto em afloramento de quartzo-gabro com ortopiroxênio e enclave gabróico; B: Fotomicrografia da textura geral do quartzo-gabro hospedeiro (com analisador); C, D: Ortopixênio da rocha hospedeira com bordas de substituição para biotita (Fotomicrografias sem e com analisador, respectivamente); E: Detalhe de *mingling* nas bordas do enclave; F: Textura geral do enclave gabróico com orientação preferencial moderada (com analisador); G, H: Ortopixênio do enclave com bordas de substituição para biotita (Fotomicrografias sem e com analisador, respectivamente)

Na região de Capitão Andrade as rochas com ortopiroxênio não apresentam enclaves, mas mostram variações composicionais mais amplas que na região de São Geraldo de Tumiritinga. Composicionalmente incluem quartzo-gabros e gabros, com hornblenda (até 30%) ou piroxênio (até 30%) como fases máficas principais.

Plagioclásio é o mineral félsico dominante em comparação com as quantidades menores de quartzo, presente apenas nos quartzo-gabros. Ocorre com hábito eudral a sub-eudral, de granulação fina a grossa, no geral como cristais ligeiramente alongados, com razão 2:1 (comprimento:largura) e geminação polissintética segundo lei da albita-periclínio.

Observa-se que tanto o teor de anortita como a granulação do plagioclásio variam segundo a fácies de ocorrência. Em rochas ricas em piroxênios, o plagioclásio é mais cálcico An_{58-40} e apresenta maior granulométrica (1 a 3 mm de comprimento), enquanto em rochas ricas em anfibólio o teor de anortita varia entre An_{45-30} com cristais de grão fino (0,3 a 1 mm). (Figura 16) Inclusões de biotita e opacos são comuns, enquanto sericitização é restrita às bordas e fraturas do mineral.

Figura 16. Mosaico de imagens mostrando o aspecto bandado entre gabros ricos em hornblenda (bandas escuras) e piroxênios (bandas mais claras). Seção delgada e fotomicrografia detalhando as diferenças composicionais e texturais.

Dois tipos de anfibólio foram identificados, hornblenda e cummingtonita, indiscriminadamente perfazendo um total de 30 a 3% da moda. A hornblenda é de granulação média (0,3 e 0,7mm) e tem pleocroísmo marrom, ocorrendo como cristais anédricos quando em contato com quartzo; quando com biotita mostra feições sugestivas de substituição. A cummingtonita (anfibólio magnesiano) é incolor e ocorre como agregados de 'fibras' radiais em relação de pseudomorfismo parcial com (clino e

orto) piroxênio. Em geral, observa-se que rochas com maior proporção de anfibólio têm conteúdos modais menores de piroxênios e vice-versa.

O clinopiroxênio é o piroxênio mais abundante (20-5% da moda), apresentando-se com granulação variável e hábito sub-eudral a anedral (Figura 17A). Clinopiroxênio ocorre frequentemente em fenocristais de até 10 mm com abundantes inclusões de plagioclásio, definindo texturas ofíticas a sub-ofíticas (Figura 17B). Distingue-se do ortopiroxênio pelo pleocroísmo incolor a bronze-tênue, contrastando com os tons verde e rosa característicos deste (Figura 17C), e pelos ângulos de extinção. O ortopiroxênio representa, no máximo, 7% da proporção total de minerais, ocorrendo com formas eudrais a anedrais. É comum o desenvolvimento de coroas de substituição de biotita e cummingtonita (Figura 17D) e óxidos de ferro principalmente observados ao longo de clivagens e fraturas, tanto em clino- como em ortopiroxênios.

Biotita (30-10%) tem pleocroísmo marrom escuro-avermelhado (Figura 17C), com formas subeudrais a anedrais, neste último caso quando substituindo anfibólio ou piroxênios. Ilmenita e titanita ocorrem associados. São comuns inclusões arredondadas de opacos. Uma mica com pleocroísmo esverdeado (clorita?) também é observada substituindo piroxênios e hornblenda, especialmente nas bordas.

O quartzo é escasso, ocorrendo na forma intersticial entre as fases máficas e o plagioclásio. Apresenta extinção ondulante fraca.

Bandas leuco a mesocráticas quartzo-feldspáticos são composicionalmente quartzo-monzogabros e granodioritos ocorrem restritamente, são de granulação grossa, inequigranulares, compostas por plagioclásio An_{40-30} > quartzo > feldspato potássico > clinopiroxênio > ortopiroxênio $\pm$ biotita $\pm$ anfibólio.

Figura 17.A: Corte basal de ortopiroxênio eudral com partches de substituição a hornblenda (fotografia com analisador); B: Fenocristal de clinopiroxênio com textura ofítica; C: Ortopiroxênio e biotitas subeudral (sem analisador); D: Cumingtonita (Cum) substituído clinopiroxênio (Cpx) de borda a núcleo (com analisador).

3.1.6 Associações tonalíticas, granodioríticas e graníticas Galiléia e São Vitor

Essas unidades foram apenas reconhecidas nas campanhas de campo, mas as amostras utilizadas para estudo petrográfico e geoquímico foram tomadas de rochas coletadas por Mondou (2010).

• Relações de campo

Em função de sua ampla ocorrência areal e por não constituírem alvo principal deste estudo, os aspectos de campo e as características litológicas dessas unidades não serão consideradas em detalhes neste capítulo. No entanto, para embasar as interpretações dos dados geoquímicos que serão apresentados adiante, faz-se necessário introduzir descrição simplificada das principais feições petrográficas (assembléia mineral, texturas, microestruturas de deformação) das unidades Galiléia e São Vitor.

Em campo, ambas as unidades constituem-se de rochas de cor cinza a cinza esbranquiçada, granulação equigranular média (cristais entre 2 e 4 mm), por vezes moderadamente foliadas (Figura 18A e 18B). Quando alteradas apresentam tons avermelhados devido oxidação das fases minerais máficas. A presença de enclaves máficos e xenólitos metasedimentares constituem fatores distintivos entre as rochas das unidades Galiléia e São Vitor, respectivamente.

Figura 18. A: Aspecto macroscópico do fácies granítico (sem anfibólio); B: Aspecto macroscópico do fácies tonalítico (com anfibólio em cor esverdeada).

• *Análise petrográfica*

Ao microscópio são rochas isotrópicas a moderadamente foliadas, constituídas por cristais equigranulares de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, eventualmente, anfibólio, todos como constituintes principais da moda. Como acessórios ocorrem apatita, titanita, zircão, clinozoisita e alanita, e ainda calcita e sericita como fases minerais de substituição tardia.

O plagioclásio totaliza, em média, 40-35% da moda. Tem granulação entre 2 e 3 mm), apresentando hábito eudral a sub-eudral e geminação polissintética bem definida segundo a lei da albita (Figuras 19A e 19B). Cristais com forte zoneamento composicional normal são comuns, com os núcleos mais cálcicos apresentando forte saussuritização (Figura 19B). O conteúdo de anortita nas porções externas é An_{40-25} (andesina-oligoclásio). Apresenta inclusões arredondadas de quartzo e biotitas além dos minerais acessórios apatita e epidoto. Carbonato e sericita são fases comuns de substituição tardia

Figura 19. A: Cristal de plagioclásio com maclas deformacionais e bordas serrilhadas; B: Plagioclásio com marcado zoneamento composicional e saussuritização no núcleo; C: Grãos de plagioclásio e microclínio com mirmequitas associadas, quartzo intersticial; D: Detalhe de Cristal de plagioclásio com textura mirmequítica, desenvolvida na região próxima ao contacto com microclínio (Todas as microfotografias com analisador).

O feldspato potássico é microclina (5-30%), exibindo geminação típica em grade e formas anedrais preenchendo interstícios entre plagioclásios e as fases máficas (Figura 19C). Como o plagioclásio, mostra inclusões arredondadas de quartzo.

O quartzo é anedral (~ 25%), com aspecto límpido e intersticial. Geralmente apresenta extinção ondulante e, menos frequentemente, sub-grãos. É comum sua ocorrência como mirmequitas (Figura 19A).

Biotita é o principal mineral máfico (20-12%). Ocorre como palhetas sub-eudrais com tamanhos variáveis (entre 0,2 e 4 mm) ou como inclusões em plagioclásio, sempre com pleocroísmo marrom-avermelhado. Pode conter inclusões de minerais acessórios, tais como apatita, titanita e zircão. A presença de muscovita é restrita (<1%) e ocorre sempre associada à biotita.

A hornblenda ocorre constituindo até 5% da moda, sendo mais comum nos tonalitos e praticamente ausente nos termos graníticos e granodioríticos. Ocorre como cristais eudrais a sub-eudrais, exibindo pleocroísmo verde a marrom. Inclui quartzo, as vezes exibindo textura tipo poiquilítica, e apresenta feição de desequilíbrio dada pela substituição por biotita.

Como fases acessórias têm-se titanita, apatita, clinozoisita-epidoto, alanita e zircão. A titanita se apresenta como grandes cristais eudrais sempre associados à biotita e às vezes ao anfibólio, provavelmente resultado da reação de desestabilização em estágio magmático dada por $\text{anfibólio} + \text{biotita} + \text{líquido} = \text{biotita} + \text{titanita} + \text{quartzo}$. A alanita é eudral, com pleocroísmo e birrefringência em tons de amarelo, geralmente ocorrendo inclusa (como fase residual) em cristais de clinozoisita-epidoto, sempre com forte metamitização.

3.2 LITOGEOQUÍMICA

3.2.1 Metodologia

As sessenta e uma amostras selecionadas foram analisadas para elementos maiores e traços (Ver Tabela 1). A preparação feita por meio de britagem, moagem e peneiramento convencionais no laboratório de preparação de amostras do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP; a pulverização do material foi feita em moinho planetário de ágata no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP. As análises foram realizadas no laboratório ACME, onde foram quantificadas a abundancia total de óxidos de elementos maiores e vários menores por ICP-ES e, os elementos traços (incluindo refratários, terras raras e metais base) foram analisados por ICP-MS.

As técnicas de ICP-ES e ICP MS incluem fusão com metaborato /tetraborato de lítio e dissolução numa solução de ácido nítrico. No caso do ICP-ES a solução é analisada por meio de um microscópio óptico e no ICP-MS por meio de um espectrômetro de massa. No caso específico de metais base a dissolução ocorre em água régia. Os limites de detecção para os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e MnO são de 0,01%, Fe_2O_3 de 0,04% e Cr_2O_3 de 0,002%. No caso dos elementos traços os limites podem variar entre 0,1 ppb para Tb, Tm e Lu e 20 ppm para Ni.

Os dados obtidos encontram-se na tabela 1, onde estão reunidos os óxidos maiores e menores (% em peso) e os elementos traços (ppm). Além disso, citam-se a classificação modal segundo as diferentes classes referidas nos gráficos, diversos índices petrológicos: IAS_T (índice de saturação de alumina), IAS_p (Índice de índice de peralcalinidade, MALI (índice de alcalinidade) #Fe (número de ferro), #Mg (Número de magnésio), de Frost et al., 2001, e algumas razões entre elementos de interes.

A classificação nominal geoquímica das amostras foi realizada mediante o diagrama TAS de Cox *et al.*, 1979; enquanto para a discriminação das séries magmáticas usaram-se os diagramas recomendados para rochas granitóides em Frost *et al.*, 2001: índice de saturação de alumínio IAS , Fe^* , $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, índice modificado de alcalinidade (MALI) e o diagrama AFM de série toleíticas e cálcio-alcalina de Irvine & Baragar,(1971).

O comportamento geoquímico dos elementos maiores, menores e traços é registrado em diagramas bivariantes, discriminados segundo o conteúdo de SiO_2 . Os diagramas multielementares para elementos traços (spidergrams) foram normalizados em relação ao modelo de Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Os diagramas multielementares para os ETR foram normalizados em relação ao condrito de Boynton (1984). Anomalias de Eu, denominadas Eu/Eu^* , foram calculadas pela comparação da concentração medida de Eu com a concentração esperada de Eu obtida a partir da média geométrica das concentrações de Sm e Gd normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

O tratamento gráfico dos dados foi realizado com o auxílio do programa PetroGraph (Petrelli, 2005).

3. Caracterização petrográfica e geoquímica

Unidade		Suíte Derribadinha											
Amostra AR- Class. Modal	1009 Ton	1153 Ton	1154 Ton	1155 Ton	1156 Ton	1157 Ton	1164B Granod	1164C Ton	1165A Ton	1165B Qtz-gab	1193 Granod	1195 Granod	
SiO ₂	59,15	62,98	64,67	60,85	62,29	63,51	68,94	55,19	54,86	52,34	71,7	72,03	
Al ₂ O ₃	17,87	17,24	16,54	17,45	17,27	19,06	15,68	17,66	18,24	18,28	14,97	14,37	
MnO	0,13	0,08	0,07	0,1	0,08	0,04	0,05	0,13	0,14	0,15	0,01	0,05	
MgO	2,73	1,97	1,76	2,41	2,01	1,22	1,15	2,97	3,2	3,41	1,18	0,54	
CaO	6,31	5,43	5,36	6,5	6,65	5,87	4,31	7,28	7,41	8,12	3,28	2,48	
Na ₂ O	2,52	3,22	3	3,06	3,06	3,81	3,17	3,27	2,88	2,82	3,53	3,29	
K ₂ O	2,22	1,85	1,85	1,72	1,28	1,76	1,66	1,99	2,09	1,96	2,5	3,97	
TiO ₂	0,99	0,82	0,75	0,82	0,77	0,56	0,54	1,54	1,31	1,56	0,45	0,35	
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,2	0,19	0,19	0,25	0,12	0,42	0,33	0,36	0,28	0,1	
Fe ₂ O ₃	7,84	6,2	5,81	6,9	6,4	3,93	4,38	9,56	9,54	10,99	2,08	2,81	
LOI	0,8	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	0,7	0,6	0,8	0,5	
(Na ₂ O+K ₂ O)	4,74	5,07	4,85	4,78	4,34	5,57	4,83	5,26	4,97	4,78	6,03	7,26	
MAI	1,57	0,36	0,51	1,72	2,31	0,30	-0,52	2,02	2,44	3,34	-2,75	-4,78	
# Fe	0,74	0,76	0,77	0,74	0,76	0,76	0,79	0,76	0,75	0,76	0,64	0,84	
# Mg	0,26	0,24	0,23	0,26	0,24	0,24	0,21	0,24	0,25	0,24	0,36	0,16	
IAS T	1,45	1,41	1,40	1,36	1,39	1,41	1,43	1,25	1,33	1,29	1,30	1,20	
IAS P	2,73	2,36	2,38	2,53	2,69	2,33	2,24	2,34	2,61	2,70	1,76	1,48	
Rb	89,1	75,9	81,6	57,7	35,2	67,7	58	58,8	76,4	66,6	104,5	106,7	
Sr	275,4	317,8	305	338,8	352,4	347	280,7	422,4	300,1	335,8	229,9	197,9	
Ba	365	1040	672	688	1102	552	616	1096	689	580	549	1023	
Cs	2,9	1,2	1,3	1,1	0,7	1,1	1,7	0,6	1,5	1,3	1,3	0,5	
Y	31,2	29	19,9	35,2	25,7	8	5,7	37,6	44	41,9	4,4	14,9	
Zr	207,7	251,7	191,4	220,7	227,9	215,7	190,4	331,6	220,1	252,5	135,5	314	
Hf	5,5	6,2	4,6	5,3	5,8	5,5	5,1	8,3	5,5	6,3	2,9	8,7	
Nb	12,5	14,4	11,9	11,7	9,3	8,4	11,8	16,9	14,9	16,4	8,1	5	
Ta	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5	0,7	0,8	0,8	0,3	0,1	
Th	8,7	4,3	6,9	0,7	2,4	5,6	8,3	7,1	3,1	1,9	0,4	21,7	
U	0,8	0,7	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,4	0,5	0,6	0,6	1,2	
La	35,7	27,2	49,6	17,9	31,4	41,4	60	55,4	28,8	28,1	13,4	68,2	
Ce	85,9	85,2	98,3	50,4	68,7	85,1	120,8	121,2	75,7	72,2	28,4	130,8	
Pr	8,78	7,91	10,09	7,18	8,03	8,94	11,91	13,99	9,08	9,3	3,09	13,09	
Nd	34,7	33	36,3	33,4	33,1	34,2	38,9	56	38,3	42,7	12	45,2	
Sm	7,25	7,3	6,42	7,43	6,18	5,16	5,02	9,7	8,2	8,31	2,74	6,92	
Eu	1,41	1,64	1,26	1,54	1,62	1,65	1,35	2,28	1,72	2,01	1,11	1,56	
Gd	6,39	7	5,37	7,07	5,64	3,74	2,89	7,95	8,15	7,98	2,17	4,88	
Tb	1,04	1,11	0,85	1,18	0,89	0,48	0,35	1,28	1,39	1,31	0,28	0,64	
Dy	5,58	5,82	4,32	6,43	4,84	1,99	1,31	6,89	7,9	7,12	1,1	3,03	
Ho	1,15	1,13	0,77	1,25	0,99	0,29	0,19	1,29	1,6	1,46	0,14	0,5	
Er	3,45	3,18	1,96	3,55	2,63	0,64	0,41	3,74	4,62	4,23	0,33	1,36	
Tm	0,51	0,42	0,27	0,55	0,39	0,08	0,06	0,52	0,66	0,61	0,04	0,21	
Yb	3,01	2,46	1,53	3,13	2,31	0,55	0,43	3,44	4,1	3,96	0,26	1,45	
Lu	0,46	0,31	0,2	0,44	0,33	0,08	0,07	0,5	0,61	0,59	0,04	0,22	
V	108	100	87	122	104	50	56	164	172	215	22	21	
Rb/Sr	0,32	0,24	0,27	0,17	0,10	0,20	0,21	0,14	0,25	0,20	0,45	0,54	
La/Yb	8,00	7,45	21,86	3,86	9,16	50,75	94,07	10,86	4,74	4,78	34,75	31,71	
La/Sm	4,92	3,73	7,73	2,41	5,08	8,02	11,95	5,71	3,51	3,38	4,89	9,86	
Eu/Eu*	0,63	0,70	0,66	0,65	0,84	1,15	1,08	0,79	0,64	0,75	1,39	0,82	

Tabela 1. Química de rocha total de amostras representativas dos granitóides pré-sin colisionais da região de governador Valadares. Valores de óxidos maiores estão em porcentagens, e elementos traços em ppm.

Unidade	Suíte Derribadinha (continuação)					Bom Jesus						
Amostra AR- Class. Modal	1238 Ton	1239 Ton	1240A Ton	1240E Enclave	1241 Ton	1161A Ton	1163 Ton	1201B Ton	1235 Ton	1236A Ton	1236B Ton	1245 Enclave
SiO ₂	68,78	67,19	52	51,01	66,84	56,07	65,45	65,77	62,63	65,91	63,39	60,99
Al ₂ O ₃	15,77	15,77	17,93	9,54	16,32	17,95	15,62	15,21	16,33	15,71	15,97	17,9
MnO	0,07	0,08	0,17	0,18	0,07	0,23	0,13	0,12	0,12	0,11	0,14	0,17
MgO	1,38	1,48	4,85	12,8	1,33	4,74	3,29	2,81	3,91	2,9	3,4	2,72
CaO	4,19	5,06	9,6	15,97	5,07	3,14	2,28	2,35	3,02	2,39	2,46	3,23
Na ₂ O	3,14	2,85	1,85	0,8	3,1	2,44	2,34	2,81	2,72	2,54	2,66	3,83
K ₂ O	1,76	1,69	0,93	0,93	1,7	2,96	2,3	3,22	2,6	2,68	2,73	1,9
TiO ₂	0,51	0,62	1,48	0,41	0,56	1,27	0,89	0,81	0,91	0,85	1,09	0,87
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,16	0,04	0,14	0,16	0,07	0,05	0,2	0,09	0,17	0,19
Fe ₂ O ₃	4,29	5,12	11,03	8,31	4,86	11,04	7,64	6,85	7,56	6,83	7,99	8,18
LOI	0,7	0,3	0,8	1,8	0,9	0,3	1,0	0,9	0,6	1,6	0,9	1,0
(Na ₂ O+K ₂ O)	4,9	4,54	2,78	1,73	4,8	5,4	4,64	6,03	5,32	5,22	5,39	5,73
MALI	-0,71	0,52	6,82	14,24	0,27	-2,26	-2,36	-3,68	-2,30	-2,83	-2,93	-2,50
# Fe	0,76	0,78	0,69	0,39	0,79	0,70	0,70	0,71	0,66	0,70	0,70	0,75
# Mg	0,24	0,22	0,31	0,61	0,21	0,30	0,30	0,29	0,34	0,30	0,30	0,25
IAS T	1,45	1,42	1,40	0,57	1,41	1,78	1,86	1,48	1,63	1,70	1,67	1,59
IAS P	2,23	2,42	4,43	4,11	2,35	2,49	2,46	1,88	2,24	2,22	2,18	2,14
Rb	72,2	70,1	20,4	34,2	64,6	115,5	94,5	122	109,7	123,2	123,8	45,3
Sr	217,4	239,6	298,5	248,2	285,1	208,7	193,8	240,2	203,7	224,1	204,2	207,7
Ba	529	305	347	195	478	681	484	688	457	709	665	483
Cs	3,2	2,5	0,5	1	2,1	2,3	1,2	1,4	4	1,8	1,7	0,7
Y	14	30,5	34	12,2	14,2	52,8	36,5	33,7	31	31,9	41,8	34,2
Zr	116,5	157,6	193,6	39,6	128,8	249,4	249,8	194,8	174,7	219,7	204,3	189,8
Hf	3,6	4,6	5	1,3	3,8	7	7,4	5,7	5,1	6,2	6,5	5,7
Nb	8,9	9,7	13,9	2,2	9,4	13,7	12,8	20,7	9,2	10,6	11,9	9,8
Ta	0,8	0,6	0,8	0,2	0,6	1	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5
Th	6,9	7,1	0,5	0,9	7,1	9,6	15,5	13	7	12,7	9,8	5
U	1,1	0,7	0,2	0,4	0,6	1,3	1,9	1,2	1,6	1,7	1,5	0,6
La	26,2	23	19,3	6,3	31,4	33,6	42,9	37,8	23,6	33,8	27,9	19
Ce	51,9	54,8	54,5	15,9	63,3	74,3	92,6	80,9	52,1	73,5	59,9	45,1
Pr	5,85	6	7,3	2,07	6,63	8,4	10,57	8,92	6,4	8,4	7,23	5,42
Nd	21,4	24,4	33	8,9	25,5	33,2	41,5	32,5	27,2	33,9	30,1	23,4
Sm	3,6	5,38	6,53	2,28	4,21	6,25	7,44	5,82	5,59	6,27	6,17	5,2
Eu	1,08	1,28	1,61	0,71	1,13	1,34	1,36	1,31	1,37	1,4	1,43	1,21
Gd	3	5,37	6,12	2,31	3,29	6,62	6,3	4,72	5,36	5,18	6,21	5,31
Tb	0,51	1,01	1,06	0,39	0,52	1,29	1,07	0,8	0,89	0,85	1,14	1
Dy	2,76	6,2	6,17	2,26	2,72	8,32	6,01	5,17	5,2	4,99	7,18	6,07
Ho	0,53	1,23	1,23	0,45	0,51	1,85	1,27	1,22	1,08	1,12	1,51	1,23
Er	1,34	3,32	3,64	1,22	1,37	5,78	3,84	3,77	3,33	3,28	4,13	3,76
Tm	0,18	0,44	0,53	0,18	0,21	0,87	0,57	0,57	0,49	0,5	0,65	0,55
Yb	1,25	2,56	3,5	1,19	1,3	5,68	4,02	3,75	3,45	3,37	4,25	3,87
Lu	0,17	0,36	0,49	0,17	0,19	0,87	0,61	0,54	0,49	0,49	0,63	0,57
V	60	68	170	156	64	215	172	124	150	122	143	131
Rb/Sr	0,33	0,29	0,07	0,14	0,23	0,55	0,49	0,51	0,54	0,55	0,61	0,22
La/Yb	14,13	6,06	3,72	3,57	16,28	3,99	7,19	6,80	4,61	6,76	4,43	3,31
La/Sm	7,28	4,28	2,96	2,76	7,46	5,38	5,77	6,49	4,22	5,39	4,52	3,65
Eu/Eu*	1,00	0,73	0,78	0,95	0,93	0,64	0,61	0,76	0,77	0,75	0,71	0,70

Tabela 1 (cont). Química de rocha total de amostras representativas dos granitóides pré-sin colisionais da região de governador Valadares. Valores de óxidos maiores estão em porcentagens, e elementos traços em ppm.

Unidade	Rochas máficas com ortopiroxênio													
	Amostra AR- Class. Modal	1158A Gabro	1158B Ton	1159A Ton	1159B Enclave	1161B Qtz-gab	1162B Gabro	1162C Ton	1188A Gabro	1188B Gabro	1188D Gabro	AR1189A Qtz-gab	1190A Ton	1190B Ton
SiO ₂		52,37	61,04	60,59	46,8	52,49	49,58	51,16	50,87	50,74	47,88	51,46	54,76	54,57
Al ₂ O ₃		18,15	18,83	17,98	18,74	12,51	19,7	15,79	17,6	17,04	19,03	18,38	16,3	16,61
MnO		0,15	0,07	0,1	0,19	0,18	0,17	0,16	0,18	0,18	0,14	0,17	0,18	0,18
MgO		5,16	2,14	2,15	4,66	10,93	8,35	8,53	6,6	6,92	6,45	5,02	5,67	5,76
CaO		9,53	7,05	7,42	10,21	9,22	9,7	9,88	9,47	9,31	10,2	8,72	9,9	9,77
Na ₂ O		2,56	3,27	2,9	2,94	2,08	1,8	2,26	2,71	2,57	2,48	2,99	3,12	3,07
K ₂ O		1,41	1,3	1,32	1,22	1,45	0,73	1,43	1,74	1,95	1,91	1	1,12	0,91
TiO ₂		0,87	0,6	0,79	1,74	0,59	0,47	0,89	0,75	0,87	1,32	1,49	0,49	0,43
P ₂ O ₅		0,16	0,18	0,18	0,34	0,09	0,09	0,21	0,07	0,08	0,25	0,31	0,16	0,13
Fe ₂ O ₃		9,64	5,5	6,57	13,15	10,45	9,42	9,69	10,01	10,34	10,32	10,45	8,29	8,57
LOI		0,8	0,6	0,7	0,6	0,4	0,9	1,0	0,7	0,9	1,4	0,9	1,4	0,8
(Na ₂ O+K ₂ O)		3,97	4,57	4,22	4,16	3,53	2,53	3,69	4,45	4,52	4,39	4	4,24	3,98
MAI		5,56	2,48	3,20	6,05	5,69	7,17	6,19	5,02	4,79	5,81	4,72	5,66	5,79
# Fe		0,65	0,72	0,75	0,74	0,49	0,53	0,53	0,60	0,60	0,62	0,68	0,59	0,60
# Mg		0,35	0,28	0,25	0,26	0,51	0,47	0,47	0,40	0,40	0,38	0,32	0,41	0,40
IAS T		1,26	1,43	1,39	1,21	0,94	1,57	1,11	1,18	1,15	1,23	1,32	1,06	1,11
IAS P		3,16	2,77	2,90	3,04	2,51	5,25	3,00	2,77	2,69	3,10	3,06	2,57	2,75
Rb		35,4	40,8	46	18,9	56,6	22,7	47,7	76,3	86,6	71,7	34,5	35,2	26,1
Sr		256,5	318	339,6	354	193,6	372,6	431,9	372,3	345,2	387,5	358,3	369,9	357,9
Ba		399	568	469	179	370	264	488	371	408	473	165	365	291
Cs		0,4	0,4	0,9	0,3	0,9	0,4	0,8	2,2	2,7	1,4	1,3	0,4	0,3
Y		30,7	28,2	29,7	39,2	40,2	11,1	25,3	19,9	20,7	32,3	22,5	24,2	32
Zr		60,1	233,9	273,3	175,5	63,8	71,7	118,6	109,9	180,6	117,7	105,7	129,4	96,1
Hf		2	5,6	7,5	5	1,6	1,7	3,4	3,1	3,2	4,9	2,6	3,3	2,6
Nb		7,5	11,2	11,1	17,2	7,5	3,6	6,1	7,6	9	14,1	17	5,4	6,1
Ta		0,3	0,2	0,4	0,6	0,5	0,2	0,4	0,3	0,6	0,6	1,4	0,1	0,2
Th		0,6	0,2	1,3	1,8	0,4	0,2	0,6	0,3	0,5	0,8	0,8	1	1,1
U		0,2	0,4	0,9	0,5	0,3	0,1	0,5	0,3	0,5	0,4	0,6	0,4	0,3
La		15,9	12,6	14,7	22,6	9,6	11	19,2	9,4	9,5	18,6	11,3	18,4	21,8
Ce		47,8	31,9	38,9	62,7	29,7	23,1	43,5	20,2	22,2	48,4	30,3	43,2	54,2
Pr		6,68	4,59	5,45	8,06	4,54	2,8	5,67	2,94	3,14	6,47	4,37	5,64	7,16
Nd		29,4	22	23,2	37,2	21,7	12,4	25	14,3	14,8	27,6	21	22,8	30,8
Sm		6,65	6,29	5,87	7,97	5,76	2,23	4,85	3,81	4,17	6	5,47	5,45	7,32
Eu		1,54	1,27	1,56	2,07	1,06	1,05	1,41	1,47	1,42	1,63	1,4	1,69	1,76
Gd		6,18	6,75	5,91	7,92	6,47	2,15	4,71	3,79	4,1	5,73	5,37	4,97	6,43
Tb		1	1,11	0,96	1,32	1,19	0,35	0,81	0,67	0,72	0,98	0,85	0,84	1,08
Dy		5,56	5,76	5,57	7,6	7,08	1,94	4,34	3,67	4,03	5,41	4,47	4,63	6,06
Ho		1,17	1,14	1,08	1,6	1,42	0,41	0,95	0,77	0,81	1,18	0,85	0,89	1,18
Er		3,19	3,02	3,17	4,43	4	1,12	2,74	2,18	2,32	3,4	2,31	2,5	3,24
Tm		0,5	0,42	0,44	0,65	0,61	0,18	0,38	0,31	0,33	0,48	0,3	0,35	0,49
Yb		3,05	2,38	2,77	3,92	3,84	1,29	2,4	2,06	2,07	3,11	1,94	2,3	2,78
Lu		0,44	0,33	0,4	0,59	0,56	0,18	0,37	0,3	0,31	0,46	0,27	0,33	0,42
V		203	99	109	272	190	143	221	140	148	226	209	112	106
Rb/Sr		0,14	0,13	0,14	0,05	0,29	0,06	0,11	0,20	0,25	0,19	0,10	0,10	0,07
La/Yb		3,51	3,57	3,58	3,89	1,69	5,75	5,39	3,08	3,09	4,03	3,93	5,39	5,29
La/Sm		2,39	2,00	2,50	2,84	1,67	4,93	3,96	2,47	2,28	3,10	2,07	3,38	2,98
Eu/Eu*		0,73	0,60	0,81	0,80	0,53	1,47	0,90	1,18	1,05	0,85	0,79	0,99	0,78

Tabela 1 (cont). Química de rocha total de amostras representativas dos granitóides pré-sin colisionais da região de governador Valadares. Valores de óxidos maiores estão em porcentagens, e elementos traços em ppm.

Unidade	Rochas máficas com ortopiroxênio				Galiléia									
Amostra AR-	1194A	1203A	1204A	1234	277	599	705	717	747	783	787	788	985	
Class. Modal	Qtz-gab	Gabro	Qtz-gab	Qtz-gab	Granito	Granod	Ton	Granod	Granito	Ton	Ton	Granod	Granod	
SiO ₂	50,65	48,55	50,98	52,8	70,36	68,3	69,86	67,56	72,24	63,83	65,84	66,44	68,91	
Al ₂ O ₃	18,74	19,25	16,04	19,08	14,37	15,46	15,48	15,2	14,23	17,07	16,42	16,24	15,6	
MnO	0,15	0,15	0,16	0,14	0,06	0,07	0,06	0,08	0,05	0,09	0,09	0,09	0,08	
MgO	4,74	3,48	8,52	4,46	1,06	1,25	0,98	1,51	0,78	2,12	1,61	1,51	1,13	
CaO	9,27	8	10,01	8,81	2,3	4,12	3,95	3,43	2,67	4,82	4,69	4,59	3,4	
Na ₂ O	3,18	3,61	2,12	3,28	2,03	2,77	2,82	3,08	2,83	2,7	2,95	3,13	3,34	
K ₂ O	1,9	2,52	1,33	1,7	5,83	2,74	2,67	3,56	4,13	2,58	2,25	2,2	2,47	
TiO ₂	1,07	2,33	1,05	1,01	0,38	0,52	0,38	0,6	0,29	0,73	0,62	0,6	0,46	
P ₂ O ₅	0,23	0,66	0,19	0,16	0,11	0,15	0,13	0,17	0,11	0,19	0,16	0,16	0,13	
Fe ₂ O ₃	10,06	11,45	9,6	8,56	3,49	4,6	3,66	4,81	2,68	5,88	5,36	5,03	4,48	
LOI	0,9	0,8	1,2	0,8	0,7	0,7	0,8	0,9	0,6	0,6	0,6	0,6	0,9	
(Na ₂ O+K ₂ O)	5,08	6,13	3,45	4,98	7,86	5,51	5,49	6,64	6,96	5,28	5,2	5,33	5,81	
MAFI	4,19	1,87	6,56	3,83	-5,56	-1,39	-1,54	-3,21	-4,29	-0,46	-0,51	-0,74	-2,41	
# Fe	0,68	0,77	0,53	0,66	0,77	0,79	0,79	0,76	0,77	0,74	0,77	0,77	0,80	
# Mg	0,32	0,23	0,47	0,34	0,23	0,21	0,21	0,24	0,23	0,27	0,23	0,23	0,20	
IAS T	1,19	1,21	1,14	1,25	1,22	1,37	1,39	1,26	1,23	1,47	1,42	1,39	1,39	
IAS P	2,57	2,22	3,25	2,64	1,49	2,05	2,06	1,70	1,56	2,36	2,25	2,16	1,91	
Rb	66,7	80,8	50	63,4	156,4	93,8	101	130	143,5	113,6	105,5	104,2	121,9	
Sr	420,9	483,1	265	430,7	181,7	187,1	184,7	167,7	131,6	214,8	199	191,4	174	
Ba	503	1102	381	688	1503	634	527	613	336	520	284	330	165	
Cs	0,6	1,1	1	1	11	2,7	9,8	5,4	11	10,9	4,7	3,9	8,7	
Y	52	45,4	23,1	39,7	14,8	20,9	24,6	36,5	15,1	21,2	26,7	29,3	33	
Zr	105,2	327,2	91,6	176,3	147	190,9	173,5	196,7	137,3	232,9	177,9	188,9	205,8	
Hf	3,4	8,5	3	5,4	5	5,8	4,6	5,4	4	5,6	4,6	4,6	5,8	
Nb	11,8	28,7	8,3	12,9	9,2	11,8	10	11,5	7,7	13,4	15	12,3	11,6	
Ta	0,6	1,4	0,5	0,6	0,8	0,7	0,6	0,9	1	0,7	1,3	1	1,1	
Th	1,6	4	1,9	5,3	13,2	9	11,4	12,4	12,2	12	8,6	11,6	10,9	
U	0,3	0,6	0,7	0,3	1,6	1,3	2,1	1,9	2,1	1,4	1,7	1,4	2,5	
La	27,7	43,6	14,7	39,7	29,3	35,8	35,1	37,3	24,2	42,2	34,5	35,9	32,3	
Ce	71,3	107,3	32,8	86,9	63,9	75,3	73,7	82,8	52,3	89,8	69,2	75,3	66,5	
Pr	9,78	13,76	4,01	10,63	6,9	8,42	8,37	9,53	5,88	10,14	7,82	8,55	7,86	
Nd	44,7	60,4	16,3	46,1	25,2	32,5	30,7	37	22	37,3	29,1	32,7	29,3	
Sm	10,5	12,26	3,7	8,81	4,15	5,65	6,03	7,08	4,19	6,84	5,29	6,29	6,08	
Eu	1,92	2,28	1,1	1,94	1,06	1,32	1,34	1,16	0,83	1,45	1,24	1,23	1,19	
Gd	10,01	11,22	3,93	7,96	2,99	4,68	4,89	6,26	3,14	5,66	4,57	5,71	5,47	
Tb	1,7	1,64	0,69	1,31	0,48	0,77	0,8	1,12	0,51	0,83	0,81	0,94	0,98	
Dy	10,02	8,36	4,09	7,1	2,53	3,86	4,22	6,48	2,66	4,14	4,59	5,12	5,35	
Ho	1,95	1,67	0,86	1,5	0,53	0,75	0,87	1,26	0,51	0,81	0,9	1,04	1,13	
Er	5,63	4,55	2,28	4,25	1,42	2,22	2,52	3,74	1,46	2,08	2,47	2,85	3,23	
Tm	0,76	0,65	0,34	0,6	0,24	0,31	0,37	0,56	0,26	0,29	0,4	0,42	0,5	
Yb	4,92	4,04	2,26	3,9	1,71	2,08	2,37	3,46	1,62	1,87	2,3	2,61	3,15	
Lu	0,73	0,56	0,34	0,57	0,29	0,29	0,35	0,53	0,25	0,29	0,34	0,4	0,49	
V	200	235	191	169	65	75	62	83	46	101	84	78	62	
Rb/Sr	0,16	0,17	0,19	0,15	0,86	0,50	0,55	0,78	1,09	0,53	0,53	0,54	0,70	
La/Yb	3,80	7,28	4,39	6,86	11,55	11,60	9,98	7,27	10,07	15,21	10,11	9,27	6,91	
La/Sm	2,64	3,56	3,97	4,51	7,06	6,34	5,82	5,27	5,78	6,17	6,52	5,71	5,31	
Eu/Eu*	0,57	0,59	0,88	0,71	0,92	0,78	0,75	0,53	0,70	0,71	0,77	0,63	0,63	

Tabela 1 (cont). Química de rocha total de amostras representativas dos granitóides pré-sin colisionais da região de governador Valadares. Valores de óxidos maiores estão em porcentagens, e elementos traços em ppm.

3. Caracterização petrográfica e geoquímica

Unidade		São Vitor											
Amostra AR-	1010	1010B	1017	1047	1160	1166	1246	367	375	804A	853	968	
Class. Modal	Ton	Granod	Ton	Granod	Granito	Ton	Granito	Ton	Granod	Ton	Ton	Ton	
SiO ₂	65,59	67,15	66,35	69,55	71,49	67,51	69,71	59,15	72,22	64,6	69,9	69,58	
Al ₂ O ₃	16,35	16,32	16,11	13,87	15,14	16,8	15,21	17,23	14,62	16,58	15,44	15,37	
MnO	0,14	0,1	0,08	0,13	0,06	0,05	0,07	0,12	0,04	0,07	0,03	0,07	
MgO	1,74	1,46	1,6	2,43	0,41	1,17	1,11	3,11	0,5	1,98	1,08	1,17	
CaO	4,6	4,63	4,88	2,44	2,64	5,19	3,32	6,79	3,01	4,69	2,82	3,76	
Na ₂ O	2,75	2,87	2,64	2,53	3,21	3,08	2,92	2,21	2,96	2,73	3,17	2,82	
K ₂ O	2,15	1,9	2,01	2,56	3,77	1,57	3,25	2,06	3,45	2,69	3,38	2,85	
TiO ₂	0,69	0,61	0,67	0,71	0,35	0,52	0,43	1,01	0,28	0,71	0,4	0,42	
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,17	0,03	0,19	0,14	0,12	0,2	0,11	0,26	0,21	0,12	
Fe ₂ O ₃	5,81	4,79	5,48	5,76	2,73	3,96	3,88	8,11	2,8	5,69	3,56	3,84	
LOI	0,7	0,8	1,0	1,2	0,3	0,7	1,3	0,9	0,5	0,8	0,7	0,7	
(Na ₂ O+K ₂ O)	4,9	4,77	4,65	5,09	6,98	4,65	6,17	4,27	6,41	5,42	6,55	5,67	
MAI	-0,30	-0,14	0,23	-2,65	-4,34	0,54	-2,85	2,52	-3,40	-0,73	-3,73	-1,91	
# Fe	0,77	0,77	0,77	0,70	0,87	0,77	0,78	0,72	0,85	0,74	0,77	0,77	
# Mg	0,23	0,23	0,23	0,30	0,13	0,23	0,22	0,28	0,15	0,26	0,23	0,23	
IAS T	1,48	1,49	1,47	1,52	1,29	1,46	1,34	1,43	1,29	1,42	1,35	1,38	
IAS P	2,39	2,41	2,47	2,00	1,62	2,48	1,83	2,94	1,70	2,24	1,74	1,99	
Rb	95,5	83,3	92,3	124,6	56	59,1	123,1	84,6	110,8	110,1	194,3	98,1	
Sr	245,4	268,6	259	205,5	285,9	288,9	146,1	212,2	197,2	179,9	120,5	211,1	
Ba	396	291	371	620	2278	506	357	374	647	371	378	473	
Cs	3,4	3,1	4,3	2,9	0,4	1,3	6,4	0	4,3	6	4,7	3,7	
Y	32,9	26,9	14,5	25,2	29,9	7,1	18,7	27,2	13,9	17,3	15,8	19,1	
Zr	196	160,6	162,8	221,4	307,1	191,1	147,2	178	149,3	223,8	152,1	184,7	
Hf	5,6	4,5	4,8	6,6	7,7	4,8	4,7	5,1	4,1	6,1	4,6	5,3	
Nb	11,5	10,3	10	17	7,1	9,1	9,5	11	8,3	11,9	19,9	11,8	
Ta	0,7	0,7	0,6	1,1	0,4	0,4	0,9	0,7	0,7	0,9	1	0,8	
Th	8,5	12,8	7,4	9,5	33,2	14,5	10,3	5,4	10,1	5,9	9,3	12,4	
U	0,9	1	0,8	1	1,1	0,4	1,5	1	4	1,1	1,2	1,8	
La	39,5	45,1	28,2	31,4	109,2	60,5	23,9	21,3	28,3	20,8	27,9	39,9	
Ce	75,8	92,7	59,2	64,1	259	137,3	51,4	50,3	59	41,5	53,4	85,2	
Pr	8,73	9,96	7,06	6,98	23,59	11,96	5,92	6,28	6,55	4,91	6,32	9,78	
Nd	30,9	34,1	28,6	25,7	86	38,8	23,7	27,5	23,8	18,8	25,3	34	
Sm	4,88	5,43	5,05	4,25	11,03	4,74	4,86	5,53	4,01	3,7	4,49	6,75	
Eu	1,12	1,27	1,18	1,18	1,68	1,17	0,93	1,24	1,17	1,28	0,82	1,4	
Gd	4,05	3,92	4,11	3,43	6,23	2,51	4	5,11	2,78	3,33	3,5	5,11	
Tb	0,78	0,66	0,59	0,57	0,9	0,35	0,64	0,85	0,46	0,56	0,51	0,82	
Dy	4,99	4,17	3,1	3,83	5,31	1,7	3,71	4,89	2,49	2,8	2,61	3,82	
Ho	1,19	1	0,54	0,91	1,28	0,24	0,66	0,99	0,52	0,57	0,49	0,7	
Er	4,03	3,27	1,3	3,1	4,13	0,64	1,86	2,74	1,61	1,63	1,22	1,79	
Tm	0,66	0,59	0,17	0,54	0,69	0,09	0,27	0,4	0,3	0,25	0,16	0,27	
Yb	4,47	3,95	1,03	3,97	4,55	0,61	1,67	2,52	2,06	1,55	0,86	1,63	
Lu	0,72	0,67	0,14	0,62	0,73	0,09	0,25	0,36	0,35	0,23	0,13	0,24	
V	85	54	67	98	27	51	40	136	40	86	47	52	
Rb/Sr	0,39	0,31	0,36	0,61	0,20	0,20	0,84	0,40	0,56	0,61	1,61	0,46	
La/Yb	5,96	7,70	18,46	5,33	16,18	66,87	9,65	5,70	9,26	9,05	21,87	16,50	
La/Sm	8,09	8,31	5,58	7,39	9,90	12,76	4,92	3,85	7,06	5,62	6,21	5,91	
Eu/Eu*	0,77	0,84	0,79	0,94	0,62	1,04	0,64	0,71	1,07	1,11	0,63	0,73	

Tabela 1 (cont). Química de rocha total de amostras representativas dos granitóides pré-sín colisionais da região de governador Valadares. Valores de óxidos maiores estão em porcentagens, e elementos traços em ppm.

3.2.2 Caracterização litogeoquímica.

Como um todo, as amostras analisadas cobrem um amplo intervalo de sílica ($45\% < \text{SiO}_2 < 72\%$). Amostras com $\text{SiO}_2 < 60\%$ são representadas principalmente pelas rochas petrograficamente definidas como máficas com ocorrência de ortopiroxênio e pelas rochas dioríticas e quartzo-dioríticas da Suíte Derribadinha. No intervalo de $\text{SiO}_2 > 60\%$ posicionam-se tonalitos (com anfibólio e biotita), granodioritos e granitos da Suíte Derribadinha, Tonalito Bom Jesus, e Suíte Galiléia (unidades São Vitor e Galiléia).

Em diagramas de classificação TAS, relacionando sílica (SiO_2) com o teor total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), as rochas definidas modalmente como tonalitos da Suíte Derribadinha, geoquimicamente apresentam composições que variam desde o campo dos dioritos até os quartzo dioritos; os biotita tonalitos da unidade Bom Jesus geoquimicamente são predominantemente quartzo dioritos, assim como a maior parte de amostras tonalíticas e granodioríticas das unidades São Vitor e Galiléia. Amostras granodioríticas e graníticas da Suíte Derribadinha e das unidades São Vitor e Galiléia ocupam o campo dos granitos. Nos campos dos gabros, posicionam-se principalmente as rochas máficas com ocorrência de piroxênio, petrograficamente classificadas como gabros e quartzo-gabros (Figura 20)

Da comparação da classificação modal e geoquímica, observa-se que no geral há uma relativa coincidência, sendo mais marcada nos extremos máficos (gabros) e félsicos (granitos); enquanto que as rochas de composição modal tonalítica e granodiorítica ficam nos campos intermediários, isto porque no diagrama TAS as variações no teor cálcio, presente em plagioclásios não é tomado em consideração.

Figura 20. Diagrama de classificação geoquímica para rochas plutônicas (Segundo Cox *et al.*, 1978).

As amostras da Suíte Derribadinha apresentam valores elevados do Índice de Peralcalinidade IAS_P (Al_2O_3/Na_2O+K_2O molar), situando-se entre 2,0 e 3,0. Com relação ao Índice de Saturação de Alumínio Total IAS_T ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ molar) amostras dioríticas a tonalíticas com anfibólio têm valores entre 0,8 e 0,2, ficando no campo metaluminoso (Figura 21A). Amostras tonalíticas com biotita são fracamente peraluminosas com $IAS_T < 1,5$. O caráter peraluminoso é igualmente observado para as unidades São Vitor e Galiléia, com variações importantes no índice IAS_P (~1,5 a ~2,5), configurando uma correlação negativa com o aumento de sílica (ver comportamento de Na_2O+K_2O vs SiO_2 na Figura. 22). Os dados ressaltam também as características francamente meta-aluminosas das rochas máficas com ortopiroxênio com índices IAS_T

entre 0,6 e 0,8 associados com altos índices IAS_P entre 2,5 e 3,5; contrastando com o caráter peraluminosos do Tonalito Bom Jesus (IAS_T entre 1,2 e 1,6) (Figura 21.A). A dominância de hornblenda, mineral cálcico moderadamente aluminoso nas rochas máficas em contraste com a ocorrência de granada e por vezes silimanita no Tonalito Bom Jesus refletem o caráter marcadamente distinto destas unidades.

No diagrama que relaciona SiO_2 com o índice de alcalinidade MALI (Na_2O+K_2O-CaO), todas as amostras apresentam afinidade cálcica, com ligeira tendência para variações cálcio-alcalinas em algumas amostras das unidades Galiléia e São Vitor, notadamente nos termos mais evoluídos (Figura 21B). Amostras do Tonalito Bom Jesus exibem afinidade cálcio-alcalina relacionada ao menor conteúdo de CaO subtraído dos álcalis (ver comportamento de CaO vs SiO_2 na Figura. 22), sendo proporcionalmente maior para as amostras mais primitivas. Os baixos teores de cálcio nesta unidade podem ser atribuídos à ausência de hornblenda. O caráter essencialmente cálcico do conjunto geral é relacionado à predominância de plagioclásio sobre o feldspato potássico. Assim, as amostras granodioríticas e graníticas com maior conteúdo de feldspato tendem ao campo cálcio-alcalina. (Figura 21B)

Segundo o diagrama de discriminação dos campos ferroso (*ferroan*) e magnésiano proposto por Frost *et al.* (2001), as diferentes fácies da Suíte Derribadinha, as unidades São Vitor e Galiléia são similares, ocupando a região próxima à linha divisória com o campo ferroso (*ferroan*). As amostras do Tonalito Bom Jesus afastam-se do grupo para um caráter levemente mais magnésiano, porém nos diagramas de Harker observa-se que tanto FeO como MgO apresentam teores um pouco maiores do que as amostras com grau similar de diferenciação (Ver Figura 22), o que pode estar relacionado à presença da granada rica em Fe e Mg nesta unidade. As amostras mais primitivas, correspondentes às rochas máficas com ortopiroxênio ($45 < SiO_2 < 60$) têm um caráter francamente magnésiano. Nelas o conteúdo de MgO é marcadamente maior que o conjunto todo, refletindo a maior proporção modal de mineralogia máfica (Figura 21C).

A evolução no que se refere à variação do conteúdo de ferro, magnésio e álcalis, é mais bem evidenciada no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Amostras gabro/dioríticas das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio mantêm teores baixos em álcalis enquanto o teor de ferro aumenta até atingir um limiar ou ponto de

inflexão, após do qual, as rochas das outras unidades definem uma tendência de aumento no teor de álcalis enquanto a razão FeO/MgO é praticamente constante (Figura 21D). Com isto pode-se dizer que as rochas máficas menos diferenciadas evoluem segundo uma tendência similar à série toleítica, com inicial enriquecimento em Fe e cristalização de minerais máficos ricos em Mg, enquanto que as rochas mais diferenciadas (Suíte Derribadinha, Tonalito Bom Jesus e Suíte Galiléia) evoluem segundo uma tendência similar às rochas cálcio-alcalinas, com cristalização conjunta de máficos de Mg e Fe.

Figura 21. Diagramas de classificação composicional para granitos; A: Índice de Saturação de Alumina; B: Índice de alcalinidade modificado (MALI); C: Diagrama de classificação série Ferrosa (Granitos tipo A)-Magnesiana (Granitos cordilheranos), Frost *et al* (2001). D: Diagrama AFM (Irvine & Baragan, 1971), as setas mostram as tendências evolutivas toleítica e cálcio-alcalina.

3.2.3. Geoquímica de elementos maiores.

Em diagramas Harker usando sílica (SiO_2) como índice de diferenciação, observou-se que as concentrações dos óxidos de elementos maiores definem tendências de variação negativa bem marcadas para Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , FeO , MnO , P_2O_5 , na Suíte Derribadinha e Galiléia. As amostras do Tonalito Bom Jesus acompanham as tendências, porém se deslocam levemente. As rochas máficas com ortopiroxênio só se alinham nas tendências de FeO e CaO , mas nos outros óxidos apresentam forte dispersão.

Os álcalis, se vistos individualmente, exibem esparsas tendências positivas. Entretanto, plotando-se conjuntamente $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, a tendência do conjunto ao aumento do teor de álcalis com diferenciação é mais nítida. Amostras das rochas máficas com ortopiroxênio se dispersam para valores mais elevados de álcalis.

A marcada correlação entre os diferentes óxidos e o grau de diferenciação em sílica para as amostras das Suítes Derribadinha e Galiléia e o Tonalito Bom Jesus é concordante com diferenciação por cristalização fracionada. Assim, por exemplo, a queda de CaO é relacionada ao fracionamento de plagioclásio desde os estágios iniciais de evolução, enquanto o aumento não linear de álcalis nos estágios finais de diferenciação sugerem relevância na cristalização de feldspato potássico.

Falta de composições com teor de sílica entre 52,5 e 59,15% pode indicar um *gap* composicional de caráter genético, ou mesmo, podem não ter-se coletado amostras neste intervalo embora a quantidade de amostras tenha sido considerável.

Figura 22. Diagramas de Harker (1909) em Rollinson (1993) mostrando variações entre sílica e óxidos maiores para as amostras do Tonalito Bom Jesus, Derribadinha, São Vitor, Galiléia e rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio.

3.2.4.Comportamento dos elementos menores.

- ***Diagramas multielementares***

Diagramas multielementos normalizados para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (Figura 23) mostram de forma geral, perfis muito similares para todas as seis unidades. As características mais marcantes são o enriquecimento em elementos incompatíveis do grupo dos LIL (Large Ion Lithophile) e em contraste, o empobrecimento dos elementos compatíveis grupo dos HFS (High Field Strength). Diagramas Harker mostram a evolução destes elementos segundo aumento do conteúdo de sílica. Contudo, observa-se uma ampla dispersão e, portanto não é evidente uma tendência de evolução (Figura 24).

Cs, e Rb apresentam anomalias positivas de amplitude variável para as amostras da Suíte Derribadinha, os Tonalitos Bom Jesus, e a Suíte Galiléia. As variações destes elementos têm correlação positiva com o aumento de sílica (Figura 24).

O Ba não exhibe anomalia positiva evidente devido aos maiores teores dos elementos adjacentes (Rb e Th) (Figura 23). A correlação com aumento de sílica não exhibe tendência nenhuma, a exceção de algumas amostras do Tonalito Bom Jesus (Figura 24).

Todas as unidades apresentam depleções em Sr. Com o aumento da diferenciação observa-se que o conteúdo de Sr diminui. Para as amostras da Suíte Derribadinha e a unidade São Vitor há ampla dispersão e tendência de empobrecimento aparentemente mais forte do que para os Tonalitos Bom Jesus e a unidade Galiléia (Figura 24).

Figura 23 Diagramas *spider* multielementos dos granitoides da região do vale do rio Doce normalizado para o manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

Da relação dos elementos LIL com o aumento de sílica, observa-se para as rochas máficas com ortopiroxênio ampla dispersão sem se expor tendências de fracionamento dentro da própria unidade (Figura 24).

Figura 24. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) indicando as variações dos elementos LIL com o aumento de sílica, de SiO_2 .

O particionamento dos elementos LIL é controlado, sobretudo, pelo efeito da cristalização fracionada dos principais silicatos, particularmente micas e feldspatos (Icenhower e London, 1996). Sr pode substituir Ca no plagioclásio ou K no feldspato potássico; no entanto o forte empobrecimento do Sr com o aumento da sílica (Figura 24) é similar ao padrão de empobrecimento exibido pelo Ca (Figura 22). O aumento da razão Rb/Sr é também indicativa do fracionamento do Sr com a cristalização do plagioclásio (Figura 25). O Rb substitui K em feldspato potássico ou biotita, no entanto a correlação positiva com sílica (Figura 24) pode refletir o caráter compatível com a cristalização do feldspato. A ausência de uma correlação clara do Ba com o aumento da diferenciação em sílica (Figura 24), ou em relação com K (Figura 25), pode indicar que a concentração deste elemento não é amplamente controlada pelo feldspato potássico e possivelmente sim pela biotita.

Figura 25. Razões de elementos traços de significado no particionamento de silicatos.

Dentre os elementos do grupo dos HFS (High Field Strength Elements), Ta, Nb e Ti apresentam-se empobrecidos nos perfis de todas as unidades. Observa-se ainda empobrecimento de Th nas rochas máficas com ortopiroxênio e na Suíte Derribadinha e de Zr e Hf nas rochas máficas e na amostra de enclave máfico rico em minerais do grupo do epidoto da Suíte Derribadinha (AR 1240) (Figura 23).

Em relação ao grau de diferenciação em sílica, Ta, Nb, Zr e Hf não exibem correlações significativas, o que pode indicar uma fonte quimicamente empobrecida nesses elementos (Figura 26).

Figura 26. Diagramas de Harker dos elementos HFS com anomalias negativas que exibem variações pouco significativas com o aumento de sílica.

Th apresenta correlação positiva linear com o aumento de sílica. Assim, nas rochas máficas com ortopiroxênio observa-se franca anomalia negativa de amplitude variável. Já na Suíte Derribadinha é menos evidente e no tonalito Bom Jesus e na Suíte Galiléia a anomalia torna-se positiva. Este elemento pode ser retido em alanita, mineral freqüente nas rochas mais diferenciadas (Figura 27).

A correlação do Ti é linearmente negativa com o aumento de sílica para todas as unidades, à exceção das rochas máficas com ortopiroxênio (Figura 22). Este elemento é influenciado pelo fracionamento de óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) ou por fases acessórias como titanita ou rutilo. A compatibilidade do V é similar à do Ti frente ao fracionamento dos óxidos de Fe e Ti. A similaridade exibida por estes dois elementos com a diferenciação de sílica (Figura 27) indica

que a cristalização de ilmenita e/ou magnetita controla o empobrecimento de Ti e V.

Figura 27. Razões de elementos traços HFE de significado no particionamento de Alanita e óxidos de Fe-Ti.

• **Elementos terras raras (ETR).**

Em Diagramas normalizados pelo condrito (Boynnton, 1984) (Figura 28), a grande maioria das amostras exibe anomalias negativas de Eu, de intensidades variáveis, em perfis moderadamente empobrecidos em ETRP (Elementos terras raras pesados). Os valores das razões citadas abaixo estão alistados na Tabela 1.

Figura 28. Padrões ETR dos granitóides da região do vale do Rio Doce normalizados pelo condrito de Boynton (1984)

Amostras da Suíte Derribadinha apresentam razões $(La/Yb)_N$ (Valores normalizados pelo condrito) amplamente variáveis. Contudo, a maioria das amostras situa-se no intervalo entre 3 e 20, e as anomalias de Eu são pouco expressivas ($0,7 < Eu/Eu^* < 1,2$). Quatro amostras, de composição granodiorítica (AR 1164- AR1193- AR1195) e tonalítica (AR1157), apresentam razões ainda maiores de $(La/Yb)_N$ e

anomalias positivas de Eu. Estas amostras exibem bandamento composicional, produto de deformação no estado sólido. Da correlação com sílica observa-se que amostras mais diferenciadas são mais empobrecidas em ETRP (Figura 29)

Figura 29. Variações de razões de elementos de terras raras importantes.

No Tonalito Bom Jesus, as razões $(La/Yb)_N$ são baixas e homogêneas, situando-se entre 3 e 7. Anomalias de Eu são também muito similares, em torno de 0,7. Observa-se também correlação positiva com o aumento da diferenciação de sílica (Figura 28).

As rochas máficas com ortopiroxênio apresentam valores de $(La/Yb)_N$ entre 3 e 8, não havendo correlação com o aumento de sílica. Contudo, são os valores mais baixos do conjunto geral (Figura 29). Anomalias de Eu são pouco pronunciadas, onde três amostras de gabros com acamamento de porções cumuláticas de plagioclásio (AR1162C-AR1188A e AR1188B) apresentam anomalias positivas de Eu.

Dentre as amostras da Suíte Galiléia, as da unidade São Vitor apresentam as razões mais variáveis ($6 < (La/Yb)_N < 67$). Contudo, a maioria têm valores menores a 20. Anomalias negativas de Eu são pouco pronunciadas ($0,6 < Eu/Eu^* < 1,1$), onde três amostras não exibem anomalia. Na unidade Galiléia os valores de $(La/Yb)_N$, são

de positiva de $(La/Yb)_N$ melhor definida para as amostras da unidade Bom Jesus (Figura 29).

Como um todo, observa-se da relação do fracionamento de ETRL (Elementos de terras raras leves) (razão $(La/Sm)_N$) com a diferenciação em sílica, que há um aumento linear melhor definido pelas amostras da Suíte Derribadinha, do Tonalito Bom Jesus e da unidade São Vitor. O empobrecimento dos ETRP (razão $(La/Yb)_N$) em relação ao enriquecimento em ETRL mostra tênue correlação positiva para a maioria das amostras, alias as amostras mais empobrecidas em ETRP tem altos valores de ETRL. Para a melhor visualização destas relações suprimiram-se dos gráficos amostras (AR1157-AR1164b-AR1166) com altíssimos valores de fracionamento, muito embora cita-se que a interpretação dos gráficos é similar (Figura 29). Com a diferenciação em sílica as anomalias de Eu não definem uma correlação clara, onde nota-se ampla dispersão nas rochas máficas com ortopiroxênio e esparsa tendência para anomalias maiores nas rochas mais diferenciadas.

3.3. Considerações petrológicas

A combinação de assinaturas de elementos maiores das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio, Derribadinha, São Vitor e Galiléia, (magnesianas, metaluminosas e cálcicas a cálcio-alcálicas) é similar às associações descritas por Frost *et al* (2001) para batólitos cordilheranos com origem associado à aporte mantélico. Chappel e White (2001) descrevem o mesmo conjunto de assinaturas como magmatismo tipo-I. Por sua vez, amostras do Tonalito Bom Jesus, com caráter peraluminoso e granada na sua mineralogia, mas ainda magnesianas e com assinatura de elementos traços fortemente relacionada com o conjunto geral, podem indicar a participação de rochas ricas em alumínio.

A variação composicional das amostras das Suítes Derribadinha, Galiléia e o Tonalito Bom Jesus descreve *trends* de diferenciação bem definidos para os óxidos maiores. Este comportamento sugere a cristalização fracionada de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio, óxidos de ferro e titânio e apatita. O fracionamento de CaO é concordante com a cristalização de plagioclásio e hornblenda, ocorrendo plagioclásios mais cálcicos (An_{40} - An_{55}) e maior proporção de hornblenda nas rochas menos diferenciadas; maior teor de álcalis nas amostras mais diferenciadas de

composição granodiorítica e granítica relaciona-se com a cristalização de feldspato potássico; fracionamento de Fe_2O_3 , MgO e TiO é compatível com a cristalização de óxidos de ferro e titânio, tais como ilmenita no Tonalito Bom Jesus e magnetita/titanomagnetita nas outras unidades, além de minerais ferromagnesianos; P_2O_5 diminui ao incorporar-se à apatita. Além do fracionamento dos óxidos maiores, os elementos traços sugerem também a cristalização fracionada dos silicatos e micas com processo fundamental da evolução magmática destas unidades.

O padrão de distribuição dos elementos traços evidencia características comuns para as unidades estudadas; o seletivo enriquecimento de alguns LILE, em particular (Cs, Rb, K, Ba) e a forte depleção de HFSE (Ta, Nb, Zr e Ti), são características próprias de rochas associadas a arcos vulcânicos. O enriquecimento em LILE é atribuído ao metassomatismo na região fonte do manto por fluidos derivados da crosta oceânica subductada, e a depleção em HFSE é atribuída a vários fatores, tais como: i) fusão parcial intensa no manto fonte, ii) retenção destes elementos em fases residuais acessórias, na fonte (i.e. rutilo, zircão, titanita), refusão de uma fonte empobrecida (Pearce, 1984).

O diagrama Rb vs (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984), os pares (Y+Nb) ou os equivalentes (Yb+Ta) são os elementos que melhor discriminam a maioria de tipos de rochas graníticas de: i) *ridge* oceânico (ORG), ii) intraplaca (WPG), e iii) de arco-vulcânico e granitos sincolisionais; a variável Rb no eixo das ordenadas separa este último campo. Os litotipos estudados têm afinidade geoquímica com granitóides de arco magmático, plotando na parte superior do campo com altos teores de Rb (Figura 30A). Segundo os estudos de Förster *et al.* (1997), granitos gerados em arcos magmáticos continentais ou em arcos imaturos (oceânicos) com transição para ambientes continentais apresentam este padrão de distribuição.

No diagrama triangular Hf-Rb/10-Ta*3 de Harris *et al.* (1986), a separação entre: i) granitos de arco vulcânico e ii) granitos intraplaca e gerados em ambientes colisionais é essencialmente dependente da variação do teor de Ta; já a discriminação entre i) granitos intra-placa, ii) tardi a pos-colisionais e iii) sin-colisionais é definida pela concentração de Rb. Nesse diagrama as amostras de todas as unidades caem no campo de granitos de arco vulcânico (Figura 30B).

Figura 30. Diagramas de classificação tectônica baseados em elementos traço. a. Pearce *et al.* (1984) b. Harris *et al.* (1986).

As rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio, apresentam tendências de diferenciação para elementos maiores e traços distintas às apresentadas pelo conjunto geral. No entanto, o padrão dos elementos traços caracterizam uma fonte com características geoquímicas similares.

4. ESTUDO ESTRUTURAL A PARTIR DA ASM E PETROTRAMA.

Introdução.

Rochas granitóides têm sido descritas, frequentemente, como isotrópicas, mas a existência de uma marcante tendência direcional (Bouchez, 1997) pode estar relacionada com a deformação ou simplesmente devido ao fluxo magmático, em diferentes graus de cristalização, como resposta à acomodação durante o alojamento e/ou deformação regional. (i.e. Paterson *et al.*, 1998)

Vigneressé *et al.* (1996) e Barboza & Bergantz (1998) definem três estágios reológicos, que dependem da proporção de cristais (ϕ) no magma. Observa-se que após $\phi \sim 55\%$ a viscosidade aumenta de maneira significativa, e em $\phi \sim 75\%$ o conjunto líquido-cristais comporta-se como um sólido, embora não se tenha atingido o total da cristalização.

Observações microestruturais permitem diferenciar tramas magmáticas de tramas geradas no estado sólido. Estas novas tramas podem ocorrer parcial ou pervasivamente, chegando a retrabalhar ou apagar as tramas primárias. No entanto, a diferenciação entre tramas magmáticas e aquelas geradas no estado sólido não são facilmente distinguíveis em intrusões sin-tectônicas, onde o progressivo resfriamento na presença de um campo tensional leva ao desenvolvimento de estruturas no intervalo magmático-sólido.

As rochas granitóides do Domínio Central da Faixa Araçuaí, abrangidas nesta dissertação, apresentam características estruturais variadas, exibindo ora aparência isotrópica, ora uma orientação preferencial. Esta orientação preferencial define uma foliação de fluxo no estado magmático, que localmente evolui para rochas deformadas no estado sólido com feições características, tais como: deformação intracristalina, recristalização e boudinagem (ver seção 5.22)

Para elucidar as características estruturais de rochas graníticas, a anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) têm usada satisfatoriamente em vários trabalhos como

método indireto no estudo da petrotrama (Bouchez *et al*, 1990, Benn *et al*, 2001, Archanjo *et al*, 2008, Raposo & Gaspal, 2009). De modo geral, a ASM permite determinar elementos estruturais planares primários ou secundários (acamadamento, clivagem e/ou foliação) e lineares (lineação mineral) num grupo significativo de rochas de composições variadas e distintos estados deformacionais (Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 2002), possibilitando uma ótima correlação entre o elipsóide de deformação e o elipsóide de suscetibilidade magnética onde K_3 , é a direção de suscetibilidade magnética mínima, paralela ao pólo da foliação tectônica, e a direção de suscetibilidade magnética máxima, K_1 , paralela à direção da lineação mineral e/ou de estiramento.

4.1 Fundamentos teóricos da anisotropia de suscetibilidade magnética.

Nos minerais magnéticos há basicamente dois tipos de magnetização: a magnetização induzida e a magnetização de remanência. A magnetização remanente é um registro do campo magnético passado que atuou no material, enquanto que a magnetização induzida é adquirida quando o material é exposto a um campo magnético. Desta maneira, a magnetização induzida e o campo magnético indutor podem estar relacionados a uma propriedade física adimensional, a suscetibilidade magnética k , a qual é característica de cada mineral e representa a medida da facilidade com que um material pode ser magnetizado. Em um meio isotrópico, isto é, se o material é homogêneo e isotrópico, k é um escalar e há uma relação linear entre M e H de tal forma que :

$$M = kH$$

Onde M e H são respectivamente, os vetores magnetização e campo indutor (ambos medidos em A/m)

A maioria dos minerais são anisotrópicos, e mesmo os isotrópicos apresentam variações na rede cristalina, inclusões ou defeitos que levam a algum tipo de anisotropia.

Num meio idealmente isotrópico k é um escalar, mas na maioria dos casos, a suscetibilidade magnética varia segundo a direção do campo aplicado, assim as três componentes principais e ortogonais entre si do tensor magnético resultante podem ser representadas pela equação:

$$M_i = k_{ij} H_j$$

Onde M_i é a magnetização na direção i , e H_j é o campo indutor na direção j ($i, j = 1, 2, 3$); e k_{ij} uma matriz simétrica 3x3 de segunda ordem, denominada tensor de suscetibilidade (Nye, 1957).

Os termos diagonais e simétricos do tensor k_{ij} ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$) definem a magnitude e as direções principais da suscetibilidade magnética, cuja representação espacial é um elipsóide denominado de elipsóide de **anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM)**. A forma do elipsóide de ASM varia de oblato $k_1 = k_2 > k_3$, prolato $k_1 > k_2 = k_3$ e triaxial ou neutro $k_1 > k_2 > k_3$. A simetria e o grau de anisotropia são definidos pelos parâmetros T e P postulados por Jelinek (1981).

$$P = \frac{k_1}{k_3}$$

$$T = \left[\frac{2 (\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1$$

Quando P é igual a 1 a suscetibilidade é isotrópica, sendo o elipsóide esférico, a medida que P aumenta o grau de excentricidade do elipsóide também aumenta. O parâmetro T descreve elipsóides neutros a oblatos quando varia entre 0 e 1, e neutros a prolatos quando varia de 0 a -1. Valores próximos de zero descrevem um elipsóide com forma neutra ou plano -linear.

4.1.1 Comportamento magnético dos minerais

- **Comportamento diamagnético.**

Quando um campo magnético é aplicado em um material diamagnético, a magnetização resultante é oposta ao campo aplicado. A suscetibilidade diamagnética (k_d) tem como característica uma intensidade muito baixa e negativa, independentemente da temperatura (Figura 31). A magnetização depende linearmente do campo aplicado e se reduz a zero quando este é removido.

Figura 31. A. Comportamento dos minerais diamagnéticos sob um campo indutor H; B: Suscetibilidade diamagnética k_d , negativa e independente da temperatura

O diamagnetismo é uma propriedade geral de todos os materiais, na qual o movimento orbital dos elétrons, na presença de um campo magnético externo, se opõe à direção do campo. Como sua suscetibilidade é muito baixa, ela é facilmente sobreposta pelos comportamentos para e/ou ferromagnético. São exemplos de minerais diamagnéticos o quartzo, calcita, plagioclásio (oligoclásio) e a forsterita, com valores da ordem de -1×10^{-5} SI (Borradaile, 1988).

- **Comportamento paramagnético.**

A suscetibilidade paramagnética (k_p) é positiva (em geral entre 10^{-2} e 10^{-4} SI), constante e depende do campo indutor (Fig. 28A). Em ambos os casos (minerais diamagnéticos e paramagnéticos) o valor da magnetização induzida (M) esta diretamente relacionada com o valor do campo aplicado (H), sendo (K), a suscetibilidade, a constante de proporcionalidade. Por outro lado, a suscetibilidade paramagnética é influenciada pela temperatura, apresentado uma diminuição com o aumento da temperatura que obedece à Lei de Curie-Weiss. (Figura 32B)

$$k = \frac{C}{T - \theta}$$

Onde T é a temperatura absoluta, θ é a constante de Curie e C é uma constante C é característica do material. Esta diminuição de k com o aumento de T é um critério de identificação da contribuição da suscetibilidade paramagnética à suscetibilidade total da rocha.

Figura 32. Comportamento dos minerais paramagnéticos sob um campo indutor H ; B: Variação da suscetibilidade paramagnética k_p com a temperatura.

Paramagnetismo é um fenômeno estatístico. Quando um ou mais elétrons estão desemparelhados, o momento magnético resultante de um átomo ou íon não é mais zero. O momento magnético resultante pode se alinhar com um campo magnético. Quando um campo magnético é aplicado o alinhamento caótico dos momentos magnéticos é orientadora direção do campo, isto é, a magnetização é paralela ao campo indutor e, na ausência de campo indutor, se reduz a zero.

Vários minerais máficos formadores de rocha apresentam este comportamento em temperatura ambiente tais como: clorita, piroxênios, anfibólios, epídoto, olivina e biotita. A suscetibilidade desses minerais varia entre $10^{-5} - 10^{-4}$ SI. Adicionalmente, a ASM destes minerais é influenciada pela presença de inclusões de óxidos e sulfetos.

Nos minerais paramagnéticos, a anisotropia magnetocristalina é condicionada pela complexidade da rede cristalina do mineral (Nye, 1957), aumentando com o grau de anisotropia do retículo cristalino. Nos minerais do sistema trigonal e ortorrômbico, como a serpentina e o ortopiroxênio, os eixos cristalográficos e as direções principais da ASM (K_1 , K_2 e K_3) são coaxiais; no sistema monoclinico apenas o eixo b é paralelo a uma das direções, tal é o caso da biotita e o anfibólio (Figura 33). Contudo, a presença de inclusões metálicas no retículo cristalino dos minerais pode proporcionar a inconsistência entre direções de eixos cristalográficos e magnéticos.

Figura 33. Relação entre eixos cristalográficos e direções principais de suscetibilidade em minerais paramagnéticos (Borradile & Jackson, 2010)

Em rochas com conteúdo muito baixo de minerais ferromagnéticos, a distribuição das micas torna-se determinante na caracterização da trama magnética. O elipsóide de suscetibilidade paramagnético das micas é uniaxial oblato (Martin-Hernandez & Hirt, 2003), com os eixos K_1 e K_2 no plano basal (Figura 33). O eixo K_3 , orienta-se coincidentemente com o pólo da foliação definida pela orientação preferencial dos planos (001).

• Comportamento ferromagnético *s.l.*

Os minerais ferromagnéticos têm momentos magnéticos que, diferentemente dos paramagnéticos, interagem fortemente com os momentos magnéticos de átomos adjacentes, criando uma magnetização natural espontânea. Os momentos magnéticos reagem, simultaneamente, a um campo magnético, dando origem a um comportamento magnético forte conhecido como *ferromagnetismo*. A suscetibilidade nestes minerais, denominada de ferrimagnética (k_f), é bem maior que k_p , alcançando 5.7 SI em cristais de magnetita. (Hunt *et al.*, 1995).

Como resultado das interações magnéticas ocorre o alinhamento paralelo ou antiparalelo dos momentos magnéticos atômicos, o que permite determinar distintas propriedades dos minerais ferromagnéticos *s.l.*

A interação, em determinados minerais, entre *spins* magnéticos é possível através da troca de elétrons entre um íon metálico por outro. Este processo resulta em direções antiparalelas dos momentos magnéticos atômicos adjacentes fornecendo duas subredes com momentos magnéticos iguais e opostos (Figura 34), portanto a magnetização é nula, resultante da compensação de momentos opostos na ausência de

um campo magnético aplicado. Este comportamento é conhecido como antiferromagnético (Figura 34).

Contrariamente, em arranjos antiparalelos de intensidades diferentes, os pares alternados são desiguais, portanto uma magnetização residual é gerada no sentido dos momentos magnéticos mais fortes. Este comportamento é chamado de ferrimagnético.

No caso de momentos paralelos, com mesma orientação, ocorre uma magnetização ainda maior própria ao comportamento ferromagnético *s.s.*

Figura 34. Representação dos momentos magnéticos nos materiais ferromagnéticos *s.l.*

Os momentos magnéticos tornam-se desorganizados ao se alcançar uma determinada temperatura, denominada Temperatura de Curie (T_C) para os minerais ferromagnéticos e temperatura de Néel (T_N) para os minerais anti-ferromagnéticos.

4.1.2. Minerais ferromagnéticos:

- **Óxidos de Ferro e titânio.**

Dentre os minerais ferromagnéticos, os óxidos de ferro e titânio contribuem de forma mais decisiva para a magnetização das rochas. Composicionalmente, estes minerais podem ser *plotados* no diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (Figura 35). Chama-se a atenção para duas séries principais, a série da titano-magnetita e a série da titano-hematita. Os membros destas séries são fases de cristalização primária nas rochas ígneas constituindo entre o 1 % e 5% do volume.

Figura 35. Sistema ternário FeO-TiO₂-Fe₃O₄ com as soluções sólidas mais importantes na magnetização das rochas

A série das titano-magnetitas ocorre entre os membros magnetita (Fe₃O₄) e ulvoespínélio (Fe₂TiO₄), a estrutura magnética é composta por dois sub-retículos magnéticos separados por ânions de oxigênio, onde as interações entre os dois sub-retículos resultam no alinhamento antiparalelo dos *spins*.

No ulvoespínélio, membro rico em Ti, os sub-retículos antiparalelos apresentam momentos magnéticos opostos da mesma intensidade, o que o torna um mineral antiferromagnético.

Na magnetita as intensidades dos momentos antiparalelos não se cancelam, produzindo uma magnetização residual, num comportamento ferrimagnético

A fórmula química da série da Titanomagnetita é Fe_{3-x}Ti_xO₄, onde x varia de 0 (magnetita) a 1 (ulvoespínélio). A temperatura de Curie varia com o teor de Ti, entre 250 °C (x=0.5) e 575 °C (x=0).

Na série das titano-hematitas, o extremo rico em titânio, a ilmenita (FeTiO₃), apresenta um arranjo antiparalelo como intensidades opostas e de igual magnitude, o que torna a ilmenita antiferromagnética com temperatura de Néel de -218 °C.

O extremo mais rico em ferro, hematita, apresenta momentos magnéticos iguais e opostos (comportamento antiferromagnético), mas como resultado de um alinhamento

antiparalelo imperfeito, onde os *spins* apresentam um leve desvio ($<1^\circ$) ocorre uma magnetização permanente não nula (comportamento clino-antiferromagnético). Numa temperatura menor a -10°C , os *spins* alinham-se, tornando-se os momentos magnéticos perfeitamente antiparalelos, e a magnetita comporta-se antiferromagnética; acima de -10°C (Transição de Mourin) aparece uma leve magnetização residual resultante do desvio dos momentos magnéticos (clino-antiferromagnético); a 680°C perdem-se as interações antiferromagnéticas, e a hematita torna-se paramagnética.

A fórmula química da série da Titano-hematita é $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$, varia entre $x=0$ (hematita) a $x=1$ (ilmenita). Titano-hematitas com $0 < x < 0.45$, exibem o comportamento clino-antiferromagnético da hematita, quando $0.45 < x < 0.7$, comportam-se como ferrimagnéticas, e no intervalo $0.7 < x < 1$, como paramagnética apresentando uma temperatura de Curie inferior a 0° . (Figura 36)

Figura 36. Propriedades magnéticas da titano-hematita com a variação de Ti, na solução sólida hematite-ilmenita (Nagata, 1961).

• Sulfetos.

Pirrotita é o mineral magnético mais importante fora dos óxidos de ferro. Sua fórmula química é Fe_{1-x}S com $0 < x < 1/8$, a ocorrência natural da pirrotita, é como uma mistura entre as variedades monoclinica (pseudo-hexagonal) com $x > 0.08$ (Fe_7S_8), e hexagonais com $x < 0.08$ (Fe_9S_{10} , $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ e mais limitadamente

$\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$). A ocorrência monoclinica apresenta comportamento ferrimagnético, enquanto as hexagonais, antiferromagnético (Haraldsen, 1941).

A temperatura de Curie considera-se no intervalo de 300 - 320 °C (Dekkers, 1988) para a pirrotita monoclinica, a pirrotita hexagonal torna-se ferrimagnética em torno de 220°C (transição λ) e apresenta temperatura de Curie por volta de 265-295 °C (Ward, 1970; Schwarz, 1974). A transição λ é uma característica diagnóstica da pirrotita hexagonal e ocorre como uma elevação repentina na suscetibilidade (Figura 37).

Sobre 550 °C a pirrotita transforma-se irreversivelmente, usualmente a magnetita (Dunlop & Ozdemir, 1997).

Figura 37. Curvas termomagnéticas para pirrotita : a) monoclinica, b) hexagonal. c) pirrotita mixta. (Tomado de Tauxe, 2005, baseado em Dekkers, 1998)

4.1.3 Anisotropia de suscetibilidade magnética e orientação preferencial.

Anisotropia é a dependência direcional de uma determinada propriedade. A suscetibilidade magnética total de uma rocha resulta da somatória das suscetibilidades dia-, para- e ferromagnética de cada mineral constituinte. No entanto, a suscetibilidade dos minerais ferromagnéticos é muito superior a dos dia- e paramagnéticos, e pequenas quantidades são suficientes para dominar a suscetibilidade da amostra. Por sua vez, a suscetibilidade dos minerais diamagnéticos é muito baixa, e seu efeito é insignificante na presença de mineralogia para e ferromagnética.

Geralmente em rochas fortemente magnéticas (com suscetibilidade superior a 5 mSI), a ASM é efetivamente controlada pela fração ferromagnética, sendo o efeito dos minerais para e diamagnético insignificante. Em rochas com suscetibilidade menor que 0.5 mSI a trama magnética é efetivamente controlada pela fração paramagnética (Rochette, 1987; Hrouda & Jelíneck 1990). Em rochas pouco magnéticas (com suscetibilidade menor a 0.05) o efeito dos minerais diamagnético pode ser significativo (Owen & Rutter, 1978; Hrouda 1986).

Óxidos de ferro e titânio são comuns em rochas ígneas e metamórficas. Normalmente o seu conteúdo situa-se em torno de 5%, porém pode ser menor nas rochas ígneas mais diferenciadas (tonalitos, granodioritos, granitos). Ainda assim, a presença de minerais ferromagnéticos em proporções próximas a 1% do volume total da rocha tem uma ampla influência nas propriedades magnéticas das rochas.

A anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) é controlada pela anisotropia individual dos grãos constituintes e pelo grau de alinhamento dessas anisotropias individuais. A magnetita apresenta alta suscetibilidade, e baixa anisotropia cristalina, sendo dominante a anisotropia de forma.

Deve-se levar em consideração nas interpretações de ASM como uma aproximação da trama tectônica é o conceito e a noção de domínios magnéticos dos minerais ferromagnéticos (s.l.). Em minerais ferrimagnéticos as propriedades magnéticas, tais como, coercividade, remanência, e direção de magnetização, mudam com o tamanho dos grãos. A variação na direção da magnetização é de importância fundamental na ASM. A variação das propriedades magnéticas está relacionada à presença de domínios magnéticos no interior do grão. Um domínio magnético é um volume magnetizado uniformemente que pode ser considerado como um único momento magnético orientado. Aumentando-se o tamanho deste volume o grão torna-se energeticamente instável, e conseqüentemente, novos domínios são formados com suas direções de magnetização próprias. Dessa maneira, o tamanho do grão define se ele é do tipo simples domínio (SD) ou multidomínio (MD).

Para a magnetita o comportamento SD ocorre em grãos com tamanhos muito pequenos (0.03 – 0.1 μm), enquanto que para grãos de magnetita maiores do que 1 μm .

Sob ação de um campo indutor grãos multi-domínio (MD) apresentam uma magnetização resultante paralela ao eixo longo do grão (Borradaile 1987). Em simples-

pirrotita apresenta baixa suscetibilidade e muito alta anisotropia cristalina (Schwarz, 1974), de modo que a anisotropia de forma não é um fator determinante na ASM. Portanto, K_3 é regularmente paralelo ao eixo c, resultando em fabricas normais (Rochette *et al.*, 1999).

Embora a influência da pirrotita na ASM não seja amplamente abordada na literatura, alguns trabalhos citam a boa definição e coaxialidade da trama magnética e a petro-trama (Borradaile & Sarvas, 1990, Borradaile *et al.*, 1992, Borradaile *et al.* 1998, Robion *et al.*, 1995, entre outros). Em rochas com pirrotita, a ASM geralmente define elipsóides planares (oblatos) com o eixo de menor suscetibilidade perpendicular ao plano de foliação.

Nas rochas graníticas que não contém minerais ferromagnéticos a suscetibilidade é definida pela anisotropia magnetocristalina dos silicatos ferromagnesianos (paramagnéticos), sendo a intensidade da suscetibilidade e o grau de anisotropia diretamente relacionados à concentração e ao grau de orientação preferencial desses minerais. A ASM relacionada à contribuição paramagnética pode ser interpretada como indicadora da deformação magmática e/ou tectônica (Bouchez *et al.*, 1990; Egydio-Silva *et al.*, 2005).

4.2 Metodologia

4.2.1 Suscetibilidade magnética

Para a determinação da suscetibilidade magnética (SM) e a respectiva anisotropia foram amostrados um total de 25 sítios distribuídos nas unidades Derribadinha (12), Bom Jesus (4), rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio (5) e São Vitor (4), resultando num total de 492 espécimes.

Em cada sítio foram extraídos entre 3 e 6 cilindros orientados de 2.5 cm de diâmetro e aproximadamente 8 cm de comprimento. A orientação dos cilindros se fez no campo com bússola magnética. No laboratório os cilindros foram cortados em espécimes padrão com 2.2 cm de altura (10.8 cm³).

As medidas de ASM foram realizadas com um suscetibilímetro Kappabridge KLY-4S (Agico, República Checa), no laboratório de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP). Este equipamento apresenta uma sensibilidade da ordem de 2×10^{-8} SI e opera sob um campo magnético de (300 Am^{-1}) e precisão $<0,3\%$. Os resultados obtidos são mostrados detalhadamente na Tabela 2).

4.2.2 Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)

A curva de MRI vs Campo induzido (H) fornece informação sobre a capacidade de aquisição de magnetização remanente à temperatura ambiente dos minerais ferromagnéticos. Estudos de MRI foram realizados em espécimes cilíndricos de tamanho padrão obtidos em amostras representativas dos diferentes corpos tonalíticos. Esta análise é realizada a temperatura ambiente utilizando um dispositivo tipo *Pulse*, que induz campos crescentes até 2.2 T ao longo do eixo do espécime (direção Z). A magnetização foi medida com um magnetômetro da MOLSPIN Ltda. Inicialmente é medida a Magnetização Remanente Natural (MRN) sem indução de campo e posteriormente as variações da magnetização em resposta à aplicação de campos, crescentes.

4.2.3. Análise termomagnética

As curvas termomagnéticas que representam a variação da suscetibilidade com a temperatura permitem determinar as temperaturas Curie/Neél e identificar a natureza dos minerais responsáveis pela suscetibilidade. Para essas análises se utilizam 20g de amostra triturada em tamanho areia fina, moídos num amolador de ágata para evitar contaminação por ferro. Inicialmente o material é resfriado em nitrogênio líquido até -200°C e aquecido progressivamente até a temperatura ambiente. Posteriormente a amostra é reaquecida até 700°C , e finalmente resfriada até a temperatura ambiente. Durante todo o processo de aquecimento e resfriamento final a suscetibilidade é medida em intervalos de 3°C . O procedimento é realizado no aparelho CS3-CSL acoplado ao *Kappabridge*, com as amostras envolvidas numa atmosfera de argônio que minimiza os efeitos da oxidação.

4.2.4 Microscópio eletrônico de varredura MEV-EDS e petrografia em luz transmitida.

Neste método foram identificados em lâminas delgadas os minerais opacos, marcadores da resposta magnética de amostras das unidades Derribadinha, Bom Jesus, rochas máficas com ortopiroxênio e São Vitor. Para tanto, usamos a microscopia ótica convencional em luz transmitida e refletida. No sistema MEV-EDS foram obtidas imagens de alta resolução através da técnica de elétrons retroespalhados (BSE), e fornecidos análises químicas semiquantitativas dos opacos através de um espectrômetro EDS acoplado ao MEV.

4.2.5. Microtectônica.

Por meio das técnicas petrográficas de microscopia de luz transmitida convencionais estudam-se os padrões texturais e estruturais dos elementos da petrotrama, visando a definir a origem magmática ou no estado sólido. Para tal fim usaram-se os critérios definidos por Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1992; Vernon, 2000 e Paschier & Trow 2005, entre outros.

4.3. Mineralogia magnética

4.3.1 Mineralogia magnética da associação quartzo-diorítica-tonalítica Derribadinha.

- ***Composição química e mineralogia de opacos.***

A mineralogia de opacos nas associações quartzo dioríticas e tonalíticas é constituída principalmente por óxidos de ferro (Figura 39A), sulfetos de ferro e ferro-cobre (Figura 34B), e sulfatos de bário (barita). Os sulfetos de ferro (pirita-pirrotita) ocorrem em cristais eudrais comumente associados a óxido de ferro (hematita-magnetita) que podem se apresentar como auréolas subeudrais de sobrecrecimento

que bordejam os sulfetos (Figura 34C, 34D), ou como preenchimentos intersticiais em fraturas

Cristais subeudrais (Figura 40A, Figura 40B) mostram composições simples de Fe e O (Figura 40C), traços de Co foram por vezes determinados. Óxidos intersticiais de tonalidades mais escuras nas imagens MEV (Figura 40A), apresentam espectros composicionais contendo traços de Si, K e Ca (Figura 40D).

Figura 39 Imagens de elétrons retroespalhados de diferentes ocorrências de minerais opacos em tonalito; A: Cristal idiomórfico de magnetita (Mt); B: Cristal de sulfeto de ferro com calcopirita (Ccp) incluída e óxido de ferro associado.; C e D: Cristais de sulfeto de ferro (pirita/pirrotita (Py/Po)) bordejados por óxido de Ferro, possivelmente magnetita (Mt) e em tonalidade mais escura. Óxido de ferro contém Ca e Si em fraturas e na interface entre sulfeto e óxido de ferro.

Observou-se sulfeto de ferro-cobre (calcopirita) anedral de grão muito fino, associado às porções internas dos sulfetos de ferro. Ocorrem inclusões de zircão e barita (sulfato de bário) (Figura 40E)

A associação entre cristais de sulfeto de ferro e óxido de ferro mostra uma possível relação de substituição, onde o sulfeto é consumido de borda a núcleo e através de fraturas.

Figura 40. Mosaico de imagens mostrando um grão idiomórfico de sulfeto de ferro com substituição a óxidos de ferro; A: Imagem de elétrons retroespalhado MEV que mostra diferença composicional no cristal e os pontos onde foram obtidas as análises EDS; B: Fotomicrografia com analisador do mesmo cristal, de cor vermelha óxido de ferro, possivelmente hematita C: espectro EDS de cristal de sulfeto de ferro; D: Espectro EDS de óxido de ferro intersticial com quantidades menores de Ca, Si, e K; E: Espectro EDS de inclusão de Barita.

• *Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.*

Em amostras representativas da associação quartzodiorítica-tonalítica Derribadinha, as curvas MRI (Magnetização Remanente Isotermal) mostraram um padrão marcado pela saturação da magnetização remanente em campos maiores que 200 mT, indicando a influência de minerais com baixa coercividade, comportamento apresentado pela presença de magnetita e pirrotita. (Figura 41A, 41B).

As curvas termomagnéticas evidenciaram a presença de amostras com domínio magnético definido essencialmente por pirrotita e por pirrotita-magnetita.

No primeiro caso (Figura 41C), a suscetibilidade k decresce constantemente em todo o intervalo, de aquecimento até aproximadamente 330 °C, (T_c da pirrotita 320 °C), onde apresenta uma marcada queda precedida por uma tênue elevação de k relacionada ao efeito Hopkinson, após a queda a suscetibilidade continua decrescendo

progressivamente sem apresentar variações. A ausência de magnetita ou a pequena proporção deste mineral na amostra é consistente com a ausência da transição de Verwey e com a ausência da temperatura de Curie da magnetita em 580°C. A curva de esfriamento não exibe a transição em torno de 320°C, indicando que a pirrotita foi transformada para um mineral não magnético no experimento (Figura 41C).

No segundo caso (Figura 41D), observa-se a influência conjunta de magnetita e pirrotita no comportamento da curva termomagnética. A presença de magnetita é evidenciada por uma leve oscilação a aproximadamente -160°C possivelmente relacionada à transição de Verwey e à ocorrência de uma queda pronunciada de k em 600°C próxima a temperatura de Curie da magnetita T_C (580°C). Por sua vez, a forte queda de k em torno de 330°C se relaciona à temperatura de Curie da pirrotita (T_C 320°C) (Figura 41D).

Figura 41. A e B. Curvas de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) em tonalito e quartzodiorito, respectivamente; C e D: Curvas termomagnéticas, suscetibilidade normalizada para amostras com domínio de pirrotita e pirrotita-magnetita, respectivamente. k_n vs temperatura T(°C), k_0 corresponde a suscetibilidade do espécime. A fase de aquecimento é indicada com a seta para direita.

Na região norte, próximo ao contato com o quartzo-sienito Ibituruna, foram coletados espécimes de composição granítica que apresentaram suscetibilidade magnética significativamente maior que as demais unidades estudadas.

A MRI desses espécimes mostra um típico comportamento onde predominam minerais ferromagnéticos, tal como magnetita. As curvas de remanência isotérmica mostram um rápido aumento da magnetização remanente até aproximadamente 200 mT, para em seguida, saturar até os campos de pelo menos 1.5 T. Este comportamento indica a presença de minerais de baixa coercividade (Figura 42A.). As curvas de variação k-T mostram, no ciclo de aquecimento de baixa temperatura, um marcado aumento da suscetibilidade em torno de -160° relacionado à transição de Verwey. Com o acréscimo da temperatura a suscetibilidade aumenta discretamente devido ao efeito de Hopkinson até $\sim 590^{\circ}\text{C}$ onde a suscetibilidade cai acentuadamente para praticamente desaparecer em torno de 620°C . O caimento próximo à temperatura de Curie da magnetita (T_c 575°C) e a marcada transição de Verwey são indicativos de magnetita pura relativamente grossa. O padrão de esfriamento é similar ao de aquecimento, indicando que não ocorreu mudança de fase mineral durante o experimento (Figura 42B.)

Figura 42. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) de granito próximo ao contato com o sienito Ibituruna; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura T($^{\circ}\text{C}$),

4.3.2 Mineralogia magnética do Tonalito Bom Jesus

- **Composição química e mineralogia de opacos.**

A mineralogia de opacos do Tonalito Bom Jesus é constituída principalmente por ilmenita (óxido de ferro-titânio) e quantidades menores de hematita. A ilmenita varia de sub-eudral (Figura 43A, 43B) anedral (Figura 43C, 43D), ocorrendo principalmente, como cristais alongados associados com titanita e biotita (Ti-biotita),

numa aparente relação de substituição (Figura 38A, 38B, 38C). A ilmenita também ocorre como inclusões milimétricas arredondadas dentro da granada (Figura 43D) onde são perceptíveis mudanças entre os teores de Ti e Fe.

Figura 43. Imagens MEV de electrons retroespalhados. A: Cristais idiomórficos de ilmenita (Ilm); B: Detalhe de ilmenita e em cor mais escura titanita (Ttn) associada; C: Típica relação de ilmenita, titanita e biotita (Bt)., D: Inclusão arredondada de Ilmenita em granada (Grt) (as marcas pretas são raladuras na superfície do cristal).

- **Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.**

A variação da magnetização remanente isotérmica com o campo induzido mostra certa similaridade com o comportamento magnético das outras amostras, caracterizado por uma etapa inicial de intenso incremento da magnetização seguida por uma fase de saturação. No entanto, a saturação inicia sob a aplicação de campos maiores se comparado com as outras unidades (300 mT), mostrando possivelmente a influencia de minerais de baixa (magnetita ou pirrotita) coercividade (Figura 44A).

A curva de variação de T vs kn (susceptibilidade normalizada), mostra um decrescimento constante da susceptibilidade em praticamente todo o intervalo de

aquecimento, só no intervalo de 550-650 °C, ocorre uma leve inflexão para valores mais baixos de suscetibilidade. A ausência de marcadas quedas no perfil termomagnético relacionadas às temperaturas de Curie T_C da pirrotita e magnetita, assim como a omissão de inflexões relacionadas à transição de Verwey T_V (Figura 44B), indicam a ausência de proporções significativas de óxidos e sulfetos magnéticos nessa amostra.

Figura 44. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) do Tonalito Bom Jesus; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura T(°C).

4.3.3 Mineralogia magnética das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio.

- **Composição química e mineralogia de opacos.**

O estudo dos minerais opacos desta unidade revelou a presença de sulfetos de ferro (pirita-pirrotita), sulfetos de ferro-cobre (calcopirita), óxido de titânio (ilmenita) e em menor proporção óxidos de ferro. (Figura 45 e 46)

Sulfetos de ferro e cobre-ferro ocorrem associados, sendo os primeiros os mais comuns. Ocorrem com cristais subeudrais e apresentam tons variados nas imagens MEV relacionados a mudanças composicionais marcadas pela presença de traços de Ni, Si, Ca e K.

Os sulfetos de cobre-ferro são menos comuns, anedrais, e sempre associados a sulfetos de ferro numa possível relação de substituição.

Figura 45. Imagem de elétrons retroespalhados de Calcopirita (Ccp) e óxido de ferro, localizam-se os pontos onde realizaram-se análises EDS. Mostram-se alguns espectros EDS representativos.

Ilmenita é comum e na forma de cristais subeudrais a anedral. São comuns agregados de cristais alongados sempre associada a biotita e titanita (Figura 46).

Figura 46. A: Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de Ilmenita (Ilm); B: Detalhe de associação com Titanita (Ttn); C: Espectro EDS da titanita; D: Espectro EDS da ilmenita.

- **Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.**

O comportamento da curva de MRI das rochas máficas com ortopiroxênio indica a presença de minerais com baixa coercividade (magnetita e/ou pirrotita), pois mostra um rápido aumento da magnetização remanente até aproximadamente 100 mT e posterior saturação (Figura 47A).

A curva termomagnética exhibe como rasgos dominantes uma forte queda da magnetização a 320°C associada à temperatura de Curie da pirrotita, precedida pelo aumento da suscetibilidade que poderia estar associado a um marcado efeito de Hopkinson ou possivelmente à transição de pirrotita hexagonal, antiferromagnética imperfeita para pirrotita monoclinica, ferromagnética (transição $\lambda \sim 220^\circ$) (Parágrafo 5.2.2.2). A aproximadamente 460° C observa-se uma elevação da suscetibilidade magnética seguida por uma queda em torno de 580° C, que sugere a transformação da pirrotita para a magnetita. A curva de esfriamento mostra um comportamento termomagnético irreversível produzido pela transformações dos sulfetos de ferro a óxidos de ferro (Figura 47B).

A curva termomagnética indica a presença de pirrotita como mineral magnético essencial, e que a quantidade de magnetita não é significativa. A curva de esfriamento mostra o aumento da suscetibilidade em $\sim 580^\circ$ (T_c da magnetita) e uma tênue ondulação em torno de 320°C (T_c da pirrotita), possivelmente indicando a transformação dos sulfetos para magnetita.

Figura 47. A. Curva de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio; B: Curva termomagnética, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura T(°C).

4.3.4 Mineralogia magnética da associação tonalítico-granodiorítica São Vitor.

- **Composição química e mineralogia de opacos.**

A mineralogia de opacos desta unidade é constituída essencialmente por sulfetos de ferro (pirita/pirrotita) que ocorrem como cristais eudrais a subeudrais associados à mineralogia máfica (Figura 48A). Ilmenita ocorre como cristais subeudrais alongados e sempre associados com biotita e titanita (Figura 48B)

Figura 48. A: Cristal eudral de sulfeto de ferro (pirita/pirrotita); B: Ilmenita com biotita em volta.

- **Curvas termomagnéticas e de magnetização remanente isotérmica.**

A curva de magnetização remanente isotérmica da unidade São Vitor mostra o controle de uma fase mineral de baixa coercividade com a saturação ocorrendo aproximadamente em 200 mT (Figura 49A e 49B).

As curvas termomagnéticas da unidade São Vitor exibem na porção de baixa temperatura um decrescimento linear (Figura 49C), por vezes com uma pequena ondulação em $\sim 160^{\circ}\text{C}$ associada possivelmente e à presença em pequenas quantidades de magnetita (Figura 49A); em alta temperatura, a curva mostra uma diminuição na suscetibilidade em $\sim 320^{\circ}\text{C}$ de magnitude variável atribuída à presença de pirrotita. Aumento de k entre 450 e 580°C , também de intensidade variável, poderia estar relacionado à neoformação de magnetita precedendo a queda da suscetibilidade em $\sim 580^{\circ}\text{C}$ (T_c da magnetita). A formação de magnetita no aquecimento ocorre possivelmente com o consumo de pirrotita e/ou pirita (Figura 49C, 49D)

Figura 49. A, B: Curvas de remanência isotérmica vs campo indutor H (Tesla) de granodiorito e tonalito, respectivamente da associação São Vitor; C, D: Curvas termomagnéticas, suscetibilidade normalizada k_n vs temperatura T (°C).

4.4. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM)

Parâmetros direcionais e estatísticos por sítio obtidos pela técnica de ASM nas rochas do domínio central da Faixa Araçuaí são apresentadas na Tabela 2, em cinza apresentam-se dados publicados por Mondou *et al.*, 2010 para a unidade tonalítica São Vitor, na vizinhança das unidades Derribadinha e Bom Jesus.

Nota-se que do total de espécimes medidos, 24 foram dispensados das estimações da elipsóide de anisotropia por apresentar direções dispersas da tendência geral de dados por sítio, induzindo ao erro ou provocando a diminuição da confiabilidade estatística (cone de confiança), no entanto, para as estimações estatísticas de suscetibilidade e anisotropia estes valores são tidos em conta, pois consideram-se valores corretos e representativos.

Sítio	n	km (m SI)	Parâmetros de forma		T	Dec	K1 Inc	$\alpha 1$	Dec	K2 Inc	$\alpha 2$	Dec	K3 Inc	$\alpha 3$
Derribadinha em contato com Ibituruna														
AR-1150	16	53.70	1.432	0.327	94.6	16.1	10.8	4.3	1.2	10.9	270.3	73.9	3.2	
Derribadinha														
AR-1153	12	0.36	1.106	0.372	98.6	11.6	13	193.8	23.5	13.2	344.3	63.4	6	
AR-1155	25	0.42	1.098	0.604	35.7	27.3	13.1	157.9	45.9	13.1	287.2	31.5	7.2	
AR-1157	21	0.39	1.204	0.426	59.6	36.2	21.6	167.8	23.1	20.3	282.9	44.9	13.9	
AR-1164_2	11	1.02	1.152	0.727	324.5	48.7	20.4	82.7	22.6	20.2	188	32.5	6.3	
AR-1164_1	23	0.18	1.121	0.291	78.1	14.5	19.6	344	15.5	19.7	209.1	68.6	7.3	
AR-1191	18	0.34	1.160	0.67	30.2	50.8	10.4	137.8	13.8	10.9	238	35.8	9.6	
AR-1196	13	0.34	1.080	0.703	11	44.6	46.7	138.8	31.8	47	248.6	28.6	10.1	
AR-1197	19	1.37	1.244	-0.133	304.6	45.3	10.1	150.4	41.8	41.4	48.3	13.2	41.4	
AR-1238	19	0.25	1.154	0.551	80.8	38.2	7.8	185.6	17.9	19.1	295.4	46.3	20.1	
AR-1240_1	11	0.73	1.052	0.128	288.9	62.9	21.8	41.3	11	21.9	136.3	24.4	8.3	
AR-1240_2	11	0.60	1.031	0.318	63.7	2.1	43.9	153.8	1.2	44.1	274.4	87.6	10.7	
Bom Jesus														
AR-1204	23	0.53	1.065	-0.213	206.7	10.7	29.7	104.7	47.6	75.5	306	40.4	75.5	
AR-1235	19	0.40	1.080	0.675	23.5	14.8	18.1	119.5	21.6	18	261.7	63.4	15.2	
AR-1236	19	0.40	1.087	0.671	10.9	11.2	19.8	128.2	66.7	21.3	276.7	20.2	18.3	
AR-1237	23	0.44	1.150	0.688	27.3	11.7	19.9	121.7	20.5	19.7	269.4	66.2	8.8	
Rochas máficas com ortopiroxênio														
AR-1159	23	1.08	1.105	0.24	54.1	24	23.4	280.7	57.1	27.3	154	21.2	24.2	
AR-1159_1	5	2.06	1.199	0.531	338.8	60.8	1.9	247.5	0.8	2.8	157	29.2	2.4	
AR-1188	34	0.76	1.115	0.058	346.6	53.5	20.1	147.3	34.9	22.5	243.8	9.3	21.4	
AR-1189	27	0.70	1.063	-0.043	9.3	65	28.5	245.5	14.5	26.7	150.1	19.8	20.9	
AR-1190	28	0.76	1.086	0.442	204.9	42.4	37.6	58.2	42.4	52.4	311.6	17.4	52.1	
São Vitor														
AR-982	14	0.39	1.074	0.095	330.9	10.1	19	239.7	6.8	21	116.6	77.8	19.9	
AR-1186	22	0.49	1.053	-0.328	184	0.2	19.6	1.309	32.7	46.3	284.4	57.3	46.2	
AR-1187_1	25	0.32	1.083	0.199	18.8	29	24.5	118.2	16.3	24.5	233.8	55.9	11.5	
AR-1187_2	7	0.30	1.181	-0.573	34.3	78.9	10.9	187.5	9.9	19.2	278.3	4.9	19.1	
AR-366	8	0.41	1.095	0.167	91	30	6	355	9	7	250	58	6	
AR-367	8	0.59	1.113	-0.259	103	15	13	5	25	24	216	62	22	
AR-368	9	0.28	1.053	0.031	79	46	31	325	18	34	227	51	25	
AR-370	8	0.32	1.138	0.452	82	26	16	177	10	17	286	60	10	
AR-371	7	0.33	1.122	0.53	82	30	19	351	4	16	260	60	11	
AR-372	8	0.41	1.134	0.837	107	26	30	205	13	29	313	52	22	
AR-373	6	0.25	1.154	0.046	87	21	6	180	7	12	288	67	12	

Tabela 2. Parâmetros de ASM dos corpos tonalíticos do domínio central da Faixa Araçuai. k, suscetibilidade magnética (10-3 SI); P: grau de anisotropia; T: parâmetro de forma; k1, k2 e k3: lineação e pólo da foliação magnética; α : semi-ângulo do cone de dispersão.

Na Tabela 3, apresenta-se um resumo estatístico dos parâmetros K, P e T para as diferentes unidades, para este análise se incluem os dados por espécime e no caso da unidade São Vitor além dos espécimes medidos, incluem-se os dados por sítio citados de Mondou *et al*, 2010.

Unidade	Suscep. k mSI		Anisotropia P		Número de amostras
	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	
Derribadinha contato com Ibituruna	53.70	10.20	1.43	0.06	16
Derribadinha	0.52	0.41	1.15	0.12	199
Bom Jesus	0.45	0.16	1.10	0.05	84
Máficas com piroxênio	0.85	0.37	1.10	0.07	126
São Vitor	0.38	0.17	1.09	0.05	74

Tabela 3. Resumo dos dados estatísticos dos parâmetros de ASM das unidades magmáticas do domínio central da Faixa Araçuai.

Os espécimes da Suíte Derribadinha apresentam valores de suscetibilidade em torno de 0,51 mSI, com exceção de um sítio coletado na região norte próximo ao contato com o sienito Ibituruna (AR1150), o qual apresenta valores elevados de suscetibilidade (53.7 mSI). O Tonalito Bom Jesus tem média de 0.45 mSI e o São Vitor de 0.38 mSI, as duas unidades apresentando pouca dispersão. As rochas máficas com ortopiroxênio apresentam os valores mais elevados do conjunto e media de 0,85 mSI, porém valores com maior dispersão. (Figura 50)

Figura 50. Histogramas da suscetibilidade magnética para as unidades estudadas.

Em termos gerais, o conjunto total de 474 espécimes (no qual não se incluem os dados do sítio próximo ao sienito Ibituruna que claramente apresentam valores elevados e fora da meia grupal) e 7 sítios incluídos de Mondou *et al.*, 2010 apresentam suscetibilidade magnética k variando entre 0,005 e 2,628 mSI com média de 0.56 mSI ($dp = 0,38$). Em aproximadamente o 80% dos espécimes os valores de suscetibilidade são menores a ~ 0.75 mSI. (Figura 51A.).

O grau de anisotropia P para todo conjunto varia entre 1.01 e 2.22 com valor médio de 1.12 ($dp = 0,09$) (Figura 51B). Os valores médios de anisotropia para as diferentes unidades são similares, sendo levemente maiores na Suíte Derribadinha. De relacionar a anisotropia com a suscetibilidade observa-se que não existe uma clara correlação exceto por algumas amostras de rochas máficas com ortopiroxênio (Figura

52 A), também da relação parâmetro de forma T e anisotropia no há uma clara relação(Figura 52 B).

Na Figura 53, *plota-se* a distribuição espacial dos valores de suscetibilidade magnética e anisotropia, não se evidenciando com os dados disponíveis uma relação entre os valores de anisotropia e a distribuição geológica.

Figura 51. Frequência dos valores de suscetibilidade média (km) e anisotropia magnética (P). Não se incluem os valores do sítio próximo ao sienito Ibituruna.

Figura 52. A. Relação entre a suscetibilidade (k) e anisotropia (P); B: Parâmetros de forma (T) vs anisotropia P. Nos gráficos maiores não se incluem valores do sítio próximo ao sienito Ibituruna, pois os valores extremamente altos de suscetibilidade

Figura 53 Mapa de distribuição dos dados de susceptibilidade A, e anisotropia B.

4.4.1 Parâmetros de forma.

Em relação ao parâmetro de forma (T), a maioria dos sítios apresentam $T > 0$ indicando que os elipsóides de ASM são predominantemente oblatos (planares) (Figura 52B).

Uma análise estatística mais representativa da forma dos elipsóides por unidade é apresentada em histogramas de frequência, porém considerando o valor do parâmetro T por espécime e não por sítio (Figura 54).

Na Suíte Derribadinha 90% dos elipsóides são oblatos, as amostras do Tonalito Bom Jesus apresentam valores marcadamente positivos (80%) exceto por uma amostra (AR-1204) coletada no sul do corpo, no entanto nas rochas máficas com ortopiroxênio ocorrem as maiores proporções de elipsóides neutros a prolatos (40%). As amostras da unidade São Vitor apresenta elipsóides oblatos a prolatos.

Figura 54. Diagramas de frequência do parâmetro de forma T dos espécimes estudados das unidades A: Derribadinha; B: Bom Jesus; C: Rochas máficas com ortopiroxênio; D: São Vitor.

Para a Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, a forma é principalmente planar dos elipsóides, é provavelmente relacionada à influência de pirrotita e biotita. Estes minerais tendem a definir elipsóides oblatos nos quais o eixo de menor magnetização K_3 é regularmente paralelo ao eixo cristalográfico c; e o eixo K_1 , de

magnetização máxima, ocorre no plano cristalográfico basal, mas sem uma direção específica, salvo a uma relação de interseção intercrystalina. Elipsóides oblatos por definição marcam muito bem os elementos planares, mas tendem a não definir muito bem elementos lineares. No entanto, nos sítios estudados a lineação é bem definida e pouco dispersa. Portanto, considera-se importante para futuros estudos explorar mais a fundo o significado destas lineações (Figura 55A e 55B).

Em rochas máficas com ortopiroxênio, ainda com presença de pirrotita, apresentam elipsóides prolatos com uma boa definição de lineação, mas com dispersão no pólo da foliação. (Figura 55 C)

Figura 55. Exemplos de estereogramas ASM , graficos de anisotropia vs suscetibilidade e parâmetro de forma P vs anisotropia. A: Sítio AR1155 da Suíte Derribadinha; B: Sítio AR 1235 do Tonalito Bom Jesus; C: Sítio AR1186 das rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio.

Enquanto à trama magnética, as médias tensoriais K_1 e K_3 que definem a elipsoide de ASM são consideradas confiáveis de acordo com o valor do semi-ângulo maior do cone de confiança (α) em torno de K_1 e K_3 (Tabela 2). Assim, para um valor de $\alpha \leq 28^\circ$ o respectivo valor de lineação ou foliação é considerado bem definido. Se $28^\circ < \alpha < 42^\circ$ considera-se moderadamente definido, e se for $> 42^\circ$ é considerado disperso (Hrouda, 2004). A maioria dos dados de lineação são considerados como bem a moderadamente definidos, enquanto a foliação é principalmente bem definida. (Figura 56).

Figura 56. Diagramas de frequência do semi-ângulo maior α da lineação (A) e da foliação (B), se mostrando os intervalos de confiança.

As representações gráficas da foliação e a lineação magnética citam-se na frente, após da caracterização dos tipos de petrotrama.

4.5 Petrotrama e trama magnética.

4.5.1. Classificação microestrutural

Na introdução deste capítulo, mencionou-se que a petrotrama nas rochas ígneas pode ser o resultado da atuação de esforços tectônicos ou da acomodação durante a colocação, em diferentes estágios da cristalização magmática. Baseando-se nos critérios expostos por Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1992; Vernon, 2000 e Paschier & Trow 2005, são definidos três tipos microestruturais para as rochas alvo deste estudo. Na figuras 57 representa-se a distribuição espacial da classificação microestrutural,

- ***Tipo 1: Tramas desenvolvidas em estado magmático.***

Nesta tipologia o desenvolvimento da petrotrama ocorre a partir da rotação, alinhamento e/ou imbricação de cristais euédricos imersos em *melt* (representado por fases minerais cristalizadas intersticialmente entre cristais mais precoces). Tanto as fases minerais precoces como os minerais intersticiais devem se apresentar livres de feições de deformação sugestivas de rotação dos fenocristais no estado sólido, tais como deformação intracristalina e recristalização. No entanto, em rochas ricas em plagioclásio (gabros e dioritos) a interação entre cristais durante o fluxo magmático pode gerar leve deformação nas geminações. Nestes casos, quartzo com extinção ondulante é comum.

- ***Tipo 2: Tramas desenvolvidas no sub-magmático.***

Com o aumento da cristalização durante o esfriamento, a fração de cristais no magma aumenta e conseqüentemente a quantidade de melt diminui, ocorrendo a transição de um estágio onde os grãos estão em suspensão para um fluxo do tipo grão suportado.

Fabricas sub-magmáticas são determinadas pela evidencia de deformação intracristalina na presença de melt. O quartzo pode apresentar forte extinção ondulante e até deslocamento em subgrãos, mas sem ocorrer recristalização. Cristais de plagioclásio podem exibir geminações deformadas, bordas levemente arredondadas e fraturas, mas sempre com evidencias de melt residual (e.g. quartzo ou feldspato) preenchendo interstícios e fraturas.

- ***Tipo 3. Tramas desenvolvidas no estado sólido.***

Nas tramas desenvolvidas por deformação no estado sólido, diferentes fases minerais exibem marcada deformação intra-cristalina como extinção ondulante deformação de geminações, fraturas, bordas serrilhadas e/ou boudinagem. Feições de recristalização por rotação de subgrãos e migração de borda de grão são sobresalientes.

Figura 57. Mapa de distribuição de tramas desenvolvidas em estado magmático, sub-magmático e sólido

4.5.2 Domínios estruturais

Da integração das características microtectônicas com o agrupamento dos dados estruturais obtidos através de medições diretas no campo e das medidas de trama magnética ASM, divide-se a região estudada em cinco domínios estruturais. Nas figuras 58 e 59 apresenta-se o mapa desses domínios e posteriormente são descritos.

Figura 58. Mapas estruturais, mostrando foliações e lineações magnéticas e medidas no campo. Estereogramas de Schmidt, hemisfério inferior mostrando as principais tendências da trama magnética.

Figura 59. Mapas estruturais, mostrando foliações e lineações magnéticas e medidas no campo. Estereogramas de Schmidt, hemisfério inferior mostrando as principais tendências da trama magnética.

- **Domínio 1:**

Ocorre no setor ocidental compreendendo as rochas da Suíte Derribadinha, associadas ao falhamento que põe em contato esta unidade com as rochas dos Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.

Trata-se de rochas com bandamento gnáissico desenvolvido sob condições de alta temperatura e forte deformação no estado sólido. Apresentam alternância de domínios fortemente foliados e domínios de microlitons marcando uma foliação tipicamente espaçada (Figura 60A e 60B). O domínio foliado é principalmente definido por *ribbons* de quartzo e a orientação das fases minerais máficas caracterizando textura tipicamente granolepidoblástica. O domínio de microlitons é representado por fenocristais deformados de plagioclásio e agregados microcristalinos quartzo-feldspáticos que totalizam entre 20 e 40 % em volume da rocha. A transição entre domínios é abrupta, mostrando claramente o caráter espaçado da foliação

O quartzo apresenta-se principalmente na forma de *ribbons*, concordantes com orientação preferencial da biotita. Grãos de quartzo com formato retangular e *ribbons* monominerálicos formados, possivelmente, por migração de borda de grão são frequentes (Figura 60C). Em seção delgada nota-se que a biotita se comporta como limite físico para a progressão da recristalização do quartzo, caracterizando estruturas tipo *pinning* e *window* (Figura 60D). Quartzo e feldspatos também ocorrem como grãos recristalizados num arranjo sub-poligonal, e como subgrãos bordejando porfiroclastos de plagioclásio. Esses porfiroclastos ocorrem arredondados, com bordas serrilhadas, geminação polissintética descontínua e frequentemente exibem-se boudinados.

Figura 60 Afloramento na região de falhamento. Observa-se d bandamento de porções félsicas e máficas; B: Porfiroblastos deformados de plagioclásio; C: *Ribbons* de quartzo com formato retangular e paletas biotita envolvendo porfiroclasto polimineral (granada-biotita-plagioclásio); D: Detalhe de estrutura em *pinning* em quartzo, com as setas indicando o sentido da migração de borda de grão.

Esta região exhibe foliações rasas de direção variável entre 340 e 30 com caimento para leste, carregando lineações de estiramento mineral *down dip*. Foliasções mais inclinadas na mesma direção apresentam lineações com tendência direcional com caimento para N e NW (Figuras 58 e 59).

Nesta região as características texturais da rocha permitiram a identificação direta de lineação e foliação. Nos poucos afloramentos onde não foram evidentes realizou-se aquisição de dados de ASM.

• Domínio 2:

Compreende rochas da Suíte Derribadinha e *pods* de rocha máficas com ocorrência de ortopiroxênio na região próxima à cidade de São Geraldo de Tumiritinga (setor nordeste do corpo).

Nesta região as rochas da Suíte Derribadinha apresentam deformação caracterizada pela passagem progressiva das rochas deformadas no estado submagmático para setores protomiloníticos, miloníticos (Figura 61A).

Em seção delgada nota-se a alternância de domínios fortemente foliados e domínios de microlitons definindo uma foliação espaçada (Figura 61B). Esses domínios têm espessura variável, sendo que os microlitons são de maior importância nas seções delgadas (entre 60 e 40% da proporção modal). A passagem entre os domínios é, em geral, gradacional.

Em termos gerais, o domínio foliado é definido pela orientação das fases minerais máficas numa textura essencialmente granolepidoblástica, marcada pela orientação das palhetas de biotita. As porções microlíticas são marcadas pela presença dominante de cristais de plagioclásio de tamanhos variáveis, tabulares a subarredondados, por vezes com bordas serrilhadas; geminações segundo a lei da albita e albita-periclínio estão comumente deformadas. Os cristais de plagioclásio também podem ocorrer recristalizados formando arranjos poligonais de granulação fina (~ 1 mm) ou bordejando porfiroclastos.

Ribbons de quartzo (Figuras 61C e 61D) e palhetas de biotita definem uma trama planar nas rochas miloníticas. Porfiroclastos de plagioclásio e de agregados policristalinos (quartzo+plagioclásio) ocorrem deformados, por vezes boudinados e alongados no sentido da foliação. Esses porfiroclastos ocorrem circundados por uma matriz de granulação fina, principalmente feldspática (Figura 61E), definindo uma textura tipo 'manto-núcleo'. Em proporção modal, essa matriz fina varia entre 10 a 60% da rocha, provavelmente gerada a partir de mecanismo de recristalização por rotação de subgrãos. (Figuras 61D, 61E, 61F).

Figura 61. A: Amostra de mão polida de rocha milonítica (afloramento AR-1157) mostrando a variação na proporção de matriz. Na parte inferior da amostra a matriz tem aspecto ultramilonítico; B: Foliação descontínua com domínio de micrólitos quartzo-feldspáticos e biotita definindo a foliação; C: Porfiroclasto deformado com forte poligonização de quartzo; D: *Ribbon* de quartzo com formato sigmoidal; E: *Ribbon* de quartzo dobrado no vértice de porfiroclasto de plagioclásio deformado; F: Porfiroclasto de plagioclásio envolto pela foliação, com neo-formação de sub-grãos nas bordas. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador).

E freqüente que *ribbons* de quartzo nas regiões proto e ultramiloníticas exibam cristais com formato retangular como bordas retas geradas por migração de borda de grão em condições de alta temperatura. No entanto, rochas ultramiloníticas podem estar associadas a retrabalhamento de baixa temperatura.

Os *spots* de rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio são aparentemente isotrópicos. Minerais máficos não exibem orientação preferencial de fenocristais de plagioclásio apresentam geminações moderadamente deformadas. O quartzo quando presente ocorre intersticial e com extinção ondulante

A foliação é, em geral, contínua com direção N-NE e ângulo de mergulho baixo a moderado ($< 60^\circ$), carregando lineações com caimento moderado para NE. A tendência média da foliação é 013/60SE e da lineação é N45E/35 (Figuras 58 e 59).

Dados ASM nas rochas máficas com ortopiroxênio definiram foliação N65E com caimento para NW tanto para a rocha hospedeira como para o enclave. Entretanto, a lineação do enclave mergulha para NNW e na rocha hospedeira para NE.

- **Domínio 3:**

Envolve as rochas da unidade São Vitor na região do Vale do Rio Doce, as quais apresentam tramas desenvolvidas no estado magmático cujo aspecto varia de isotrópico a moderadamente foliado.

No microscópio, identificam-se foliações magmáticas contínuas e espaçadas. Foliações contínuas são definidas pela orientação preferencial e homogênea dos eixos longos da mineralogia máfica (biotita e anfibólio) e félsica (quartzo e feldspatos); nas foliações espaçadas, palhetas de biotita definem o domínio foliado. Já o domínio de microlitons é definido por fenocristais e matriz quartzo feldspáticos. Os domínios se dispõem num arranjo paralelo, onde os microlitons cobrem entre 50 e 70 % da rocha. A passagem de um para outro é transicional.

Cristais de plagioclásio são no geral eudrais a subeudrais, exibindo por vezes geminações levemente deformadas, quartzo e microclínio ocorrem sob forma intersticial representando o *melt*. Características de deformação no estado sólido nestes minerais são fracas, indicando que não ocorreu deformação (rotação ou acomodação) de fenocristais no estado sólido. Geminações deformadas no plagioclásio podem-ser resultado da interação entre grãos durante a cristalização, acomodação e/ou fluxo magmático. (Fotografias de amostras de mão e fotomicrografias na seção 2.1.6 de petrografia, Figuras 18 e 19)

Algumas medições de campo compatíveis com as tramas magnéticas obtidas por Mondou (2010) e neste trabalho, revelam *trends* estruturais N-S, com planos de foliação com mergulho raso para leste e lineação *down dip*. A tendência principal aproximada da foliação é 0/30E e da lineação é S104E/16 (Figuras 58 e 59).

- **Domínio 4:**

Corresponde à região central da área de estudo, envolvendo principalmente as rochas do Tonalito Bom Jesus e as rochas máficas com ortopiroxênio da região de Capitão Andrade.

Estas unidades exibem foliações desenvolvidas no estado magmático a sub-magmático, sem lineação evidente em campo.

As rochas do Tonalito Bom Jesus apresentam foliação espaçada. Observada ao microscópio, a foliação define-se pela forte orientação preferencial de biotita que perfaz entre 20 e 40% da rocha. O domínio de microlitons é constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e granada. Esses domínios ocorrem principalmente paralelos entre si, muito embora aspectos anastomosados tenham sido também identificados. A transição de um domínio para o outro é sempre abrupta (Figura 62A).

Evidências de deformação intracristalina (extinção ondulante, geminações deformadas, sub-grãos, e por vezes recristalização estática) são observadas em plagioclásio e quartzo. Quartzo é intersticial e apresenta forte extinção ondulante (Figura 62B). A formação de sub-grãos esta muito bem desenvolvida em setores onde o quartzo ocupa estreitos interstícios. Bordas suturadas são comuns entre cristais, sugerindo migração de bordas, muito provavelmente sob condições de alta temperatura (Figura 62C).

Freqüentemente observa-se o alinhamento sub-paralelo de cristais alongados de plagioclásio. Porém na maioria das amostras os cristais de plagioclásio ocorrem deformados e fraturados, com extinção ondulante e geminação dobrada, curvada ou em cunha.

O alinhamento dos minerais máficos e dos cristais de plagioclásio, além da presença de quartzo intersticial e a simultânea ocorrência de deformação intracristalina, sugerem que a foliação da rocha desenvolveu-se em presença de quantidades variáveis de *melt*. Contudo, é possível que a deformação tenha continuado no estado sólido.

Figura 62. A: Fotomicrografia da rocha foliada; notar o domínio de microlitos constituído principalmente por cristais de quartzo anedrais com forte extinção ondulante, e biotita representando o domínio foliado; B: Quartzo intersticial deformado, com extinção ondulante tipo xadrez; C: Quartzo com bordas irregulares lobadas; D: Cristal de plagioclásio com bordas serrilhadas, silimanita e grãos de plagioclásio de grão fino em volta. (Todas as fotomicrografias foram tomadas com analisador).

As rochas máficas com ocorrência de ortopiroxênio apresentam foliação magmática microscópica que varia de incipiente a forte. Essa foliação retrata o bandamento observado em escala de afloramento, sendo caracterizada pela orientação preferencial contínua de cristais tabulares de plagioclásio e das fases máficas, hornblenda e piroxênios. (Figura 63).

Deformação intracristalina não é uma feição marcante, muito embora observe-se que em alguns cristais de plagioclásio as geminações estejam fracamente deformadas. Não há evidências de recrystalização em quartzo ou plagioclásio, embora o quartzo apresente extinção ondulante. O caráter incipiente da deformação é igualmente estendido para as injeções leucocráticas onde não observa-se orientação preferencial de minerais, embora o quartzo possa apresentar extinção ondulante em grau moderado.

Figura 63. A: Fotomicrografia da foliação magmática contínua em rochas máficas, observa-se a orientação preferencial de clinopiroxênios e plagioclásios; B: Marcada orientação preferencial de cristais de anfibólio e plagioclásio, na parte inferior predomínio de cristais com granulação mais grossa. (Fotomicrografias com analisador)

Estas rochas definem foliações com orientação próxima a NS e caimento moderado (entorno de 30) e inclinado (entorno de 75) para leste, carregando lineações direcionais com caimento raso para norte (Figura 58 e 59).

• **Domínio 5:**

Compreende as rochas da Suíte Derribadinha aflorantes a leste do Tonalito Bom Jesus.

Estas rochas exibem tramas desenvolvidas no estado sub-magmático a sólido caracterizadas por foliações fracas a fortes de caráter espaçado. A orientação preferencial de biotita define o domínio foliado, onde os fenocristais e porfiroclastos de plagioclásio são os constituintes principais do domínio de microlitons.

Plagioclásio pode ocorrer como fenocristais com pouca deformação intracristalina (Figura 64A) ou como cristais fortemente deformados com geminações deformadas, com formação de subgrãos (Figura 64B) ou como cristais de grão fino recristalizado, estruturas manto núcleo podem ocorrer.

O quartzo ocorre ora como cristais intersticiais com extinção ondulante ora como *ribbons* definindo o domínio foliado das rochas deformadas no estado sólido.

Figura 64. A. Fenocristais de plagioclásio com pouca deformação intracristalina, moderada foliação sub-magmática, , quartzo ocorre intersticial e parcialmente incipiente recristalização em ribbons, B: Porfiroclasto deformado de plagioclásio, matriz fina recristalizada.

Os dados ASM apresentam foliações com dois agrupamentos principais: com orientação NW e mergulho raso para NE, e com orientação para NE com mergulho moderado para SE. A principal tendência de dados de lineações situa-se próximo a N80/30, marcada pelo agrupamento do ponto AR-1189. As outras medidas tendem a definir lineações com caimento para NE (Figuras 58 e 60).

4.6 Considerações estruturais.

Os valores de suscetibilidade magnética média da Suíte Derribadinha, das rochas máficas e da associação tonalítico-granodiorítica São Vitor, não chegam a se considerar fortemente magnéticos, não entanto a ASM destas rochas pode ser controlada essencialmente pela fração ferro e paramagnética. No Tonalito Bom Jesus, os baixos valores de suscetibilidade, sugerem que mineralogia magnética é praticamente ausente, estando a ASM controlada essencialmente pelos minerais paramagnéticos.

Ishihara, (1977) distingue as rochas graníticas a partir do ponto de vista magnético em dois tipos essenciais: i). a série portadora de magnetita e/ou titano-magnetita e ii) a série portadora de ilmenita ou hemo-ilmenita, esta última frequentemente associada a granitos tipo S (Takahashi *et al.*, 1980; Ellwood & Wenner, 1981). O Tonalito Bom Jesus, portador de ilmenita e hematita, mostra uma associação similar com os dados litogeoquímicos, já que exhibe uma assinatura peraluminosa, que sugere a participação de material crustal rico em alumínio.

As tramas desenvolvidas nas rochas desta região, e definidas em três tipologias, apresentam mudanças gradacionais entre elas, sugerindo que a deformação foi continua desde o estado magmático até o sólido. Porém a deformação no estado sólido considera-se restrita a zonas de cisalhamento específicas, chegando a não afetar totalmente a trama magmática da Suíte Derribadinha e Máficas associadas.

O estudo da mineralogia magnética evidenciou a presença e possível influência da pirrotita na definição da trama magnética para as amostras da Suíte Derribadinha e das rochas máficas com ortopiroxênio. No Tonalito Bom Jesus a biotita é o mineral máfico mais importante e possivelmente encarregado de definir a trama magnética da rocha.

Em vários sítios da região estudada foi possível a medição direta da foliação da rocha e da comparação com os dados obtidos pela técnica ASM, verificou-se a coerência entre eles. No referente às lineações, sua medição direta foi mais restrita a locais com deformação no estado sólido, mas observou-se certa similaridade com os dados de ASM.

As medidas de ASM são em grande parte correlacionadas com as tramas magmáticas e aquelas deformadas no estado sólido, exibindo uma relativa coaxialidade com a estrutura das rochas encaixantes do Grupo Rio Doce. Isto pode refletir essencialmente a dinâmica de empurrão, definida no campo e na ASM por foliações de baixo a moderado mergulho com direção aproximadamente

N-S, com caimento para leste e lineações *down dip* indicativas do fluxo de movimentação para leste, a partir de indicadores cinemáticos..

Lineações com componente direcional, registradas pela ASM na região central da área de estudo, abrangido rochas do Tonalito Bom Jesus e rochas máficas com ortopiroxénio podem se relacionar à componente transpressiva associada à dinâmica de empurrão. Não entanto, o significado destas lineações requer de mais exploração.

5. CONCLUSÕES

A Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus, ocorrem na região onde as rochas do domínio tonalítico central (se incluindo a Suíte Galiléia), cavalgam sobre os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora do Domínio Ocidental, na Faixa Araçuaí.

A Suíte Derribadinha é constituída por ampla variedade composicional que inclui dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e injeções leucograníticas, sendo mais freqüentes os termos tonalíticos. A Unidade Bom Jesus é essencialmente tonalítica e amostras analisadas da Suíte Galiléia mostraram composições essencialmente tonalíticas e granodioríticas, com composições graníticas mais restritas.

A Suíte Derribadinha e a Unidade Bom Jesus apresentam *pods* de rochas máficas associados (referidos na bibliografia como enderbíticos) que foram classificados como gabros e quartzo-gabros com ocorrência de ortopiroxênio em torno de 5% da proporção total de minerais.

As diferenças composicionais nos conteúdos de elementos maiores, menores e traços das Suítes Derribadinha, Galiléia e do Tonalito Bom Jesus são concordantes com processos de cristalização fracionada, sendo a Suíte Galiléia formada pelos termos mais fracionados. As rochas máficas com ortopiroxênio apresentam padrões de difereciação distintas ao conjunto geral

Todas as unidades mostraram similaridades, com assinatura de batólitos cordilheiranos (metaluminosas, cálcio-alcálinas e magnesianas) segundo Frost et al. (2001). Apresentam padrão de elementos traços semelhantes, o enriquecimento em LILE e o empobrecimento em HFSE são condizentes com magmas de arco vulcânico, e sugerem que as varias unidades cartografadas relacionam-se geneticamente.

A petrotrama da Suíte Derribadinha, do Tonalito Bom Jesus e das rochas máficas com ortopiroxênio é principalmente magmática a sub-magmática. Deformação no estado sólido é restrita à zona de cisalhamento que coloca a Suíte Derribadinha e o Tonalito Bom Jesus sobre as rochas do complexo Mantiqueira e Juiz de Fora através de cavalgamentos. ,

Dados ASM e medições direitas no campo permitiram definir uma tendência principal da foliação com direção aproximada N-S e mergulho suave a moderado para leste. Lineações de estiramento mineral medidas em rochas miloníticas são principalmente *down dip*. Lineações registradas pela ASM definiram três tendências agrupamento: i) *down dip*; ii) oblíquas com

caimento para NE e iii) com componente direcional. Indicadores cinemáticos correlacionados com as foliações N-S com caimento para E contendo lineações *down dip* refletem dinâmica de empurrão com movimentação para leste, as lineações com componente direcional, registradas pela ASM poderiam se relacionar à componente transpressiva associada à dinâmica de empurrão.

A coaxialidade exibida entre os dados de ASM e as medidas obtidas diretamente no campo mostram uma boa aproximação da petrotrama regional, entretanto, uma abordagem mais profunda na aplicação dessa técnica é necessária para validar e complementar os resultados.

As tramas paramagnéticas e as associadas à pirrotita necessitam de dados adicionais, os quais podem ser obtidos por outros métodos que forneçam informações adicionais sobre os mecanismos de deformação e sobre a orientação preferencial da rede cristalina (OPC) dos principais minerais constituintes da rocha. .

Considerando os dados apresentados anteriormente, a ocorrência de mudanças gradacionais entre tramas magmáticas e pós-magmáticas (estado sólido), e a concordância entre as estruturas internas da Suíte Derribadinha e do Tonalito Bom Jesus com a estrutura das rochas encaixantes do Grupo Rio Doce, sugere que a colocação destas unidades foi afetada durante o evento colisional, apesar de rochas geradas a partir de arcos vulcânicos serem associadas a estágios pré-colisionais. .

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F., DE AMARAL, G., CORDANI U.G., KAWASHITA, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: Nairn & Stille (eds), The ocean basin and margins. Plenum, New York. 1,411-446.
- ALMEIDA, F.F., 1977. O craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sciences Revision*. 50: 77–111
- ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* . 90, 29–58.
- ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P, WHITTINGTON, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-63.
- ALKMIM, F.F., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M. CRUZ, S.C.P. 2007., Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*,15, 25-43.
- ARCHANJO, C.J., LAUNEAU. P., BOUCHEZ, J.L. 1995. Magnetic fabrics VS. Magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 93,239-256
- ARCHANJO CJ, HOLLANDA MHB, RODRIGUES SWO, NEVES BBB, ARMSTRONG R. 2008., Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, vol. 30,310-326.
- BAILEY, E. H. & STEVENS, R. E., 1960. Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin section. *American Mineralogist* , 45, 1020-1025.
- BARBOZA, S.A., & BERGANTZ, G.W. 1998. Rheological transities and the progress of melting of crustal rocks. *Earth Planet Sciences Letter.*, 158,19-29
- BARBOSA, A.L.M., TORRES, N., *et al.*, 1964. Geologia das quadrículas de Barra do Cuiceté e Conselheiro Pena, Minas Gerais. Belo Horizonte: DNPM/GEOSOL (Inclui mapas geológicos/Inédito), 285p.

- BARBOSA, A.L.M., GROSSSI SAD, J.H., TORRES, N., et al., 1966. Geologia da Região do Médio do Rio Doce. Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia . Publicação nº 2, Núcleo Rio de Janeiro), 10p.
- BENN K, PATERSON SR, LUND SP, PIGNOTTA GS, KRUSE S., 2001. Magnetic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart Batholith. *Physical Chemical Earth .Parte A.* 26,343–354
- BENTO DOS SANTOS, T.M., MUNH·, J.M., TASSINARI, C.C.G., FONSECA, P.E., DIAS NETO, C., 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for long-term high temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 180(3-4), 285-298.
- BORRADAILE, G.J., KEELER, W., ALFORD, C., SARVAS, P. 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Physics of the Earth Planetary Interiors.*, 48, 161-6
- BORRADAILE G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, vol. 156, 1-20.
- BORRADAILE, G.J. & HENRY, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49–93.
- BOUCHEZ, J. L., GLEIZES, G., DJOUADI, T., ROCHETTE, P., 1990. Microstructure and magnetic-susceptibility applied to emplacement kinematics of granites - the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics* 184(2), 157–171.
- BOUCHEZ, J.L. 1997. Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: From Segregation Of Melt To Emplacement Fabrics*, vol: 8, PP. 95–112
- BOUCHEZ, J. L., 2002.Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 330, 1-14.
- BOYNTON, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson, P. (Ed), *Rare-earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- BRUNO, E.M., 1985. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha Colatina (SE.2-Y-C), escala 1: 25.000. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 2v

- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- COSTA M.T., 1978. Mapa Geológico do estado de Minas Gerais: Nota explicativa, escala 1:500.000. Belo Horizonte. IGA/ Instituto de Geociências Aplicadas, 39p.
- COX, K.G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin. London.
- CUNNINGHAM, D., ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20 degrees S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92(3), 251–275.
- DIAS NETO C.M., MUNHÁ J., PALÁCIOS T., TASSINARI C.C.G., RIBEIRO A., 2000. Tectonothermal evolution of the Costeiro Complex (São Sebastião – Bertioga; SE Brazil). Petrological and geochronological constraints. In: IUGS. 31st International Geological Congress (Rio-2000), CDROM abstracts.
- DEKKERS, M.J., 1988. Magnetic properties of natural pyrrhotite, Part I: behavior of initial susceptibility and saturation magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework. *Physical Earth Planetary Interiors* 52:376-393.
- DUNLOP J D, & ÖZDEMİR Ö. 1997. Rock magnetism Fundamentals and frontiers. Cambridge University press, 573p.
- DUSSIN, I. A., DUSSIN T.M., 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3, 19-26.
- DUSSIN, I.A., DUSSIN, T.M., VIEIRA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B., 1998. Idade do Maciço Lagoa Preta (Suíte Aimorés, MG-ES): Determinação de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sobre zircões de hiperstênio granito. *Anais 40º Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia*, Belo Horizonte, 34.
- EBERT, H., 1956. Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/DGM: Relatório Anual do Diretor*. 1995, Rio de Janeiro. 62-81
- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., BASCOU, J., HIPPERTT, J., 2002. High temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 203–224.

- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., RAPOSO, M.I.B., BASCOU, J., UHLEIN, A., 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal Structural Geology*, 27, 1750-1764.
- ELLWOOD, B.B., WENNER, D.B., 1981. Correlation of magnetic susceptibility with data in late orogenic granites of the southern Appalachian Piedmont. *Earth Planet. Science Letter*. 54, 200-202.
- FÉBOLI, W.L., 1997. Projeto Leste-MG. Folha Governador Valadares (SE.24-Y-A-IV), escala 1:100.000. Belo Horizonte. SEME/COMIG/CPRM. v11, 61p.il.
- FÉBOLI, W.L., CASTRO, V.J., 2000 Projeto Leste Relatório Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I), escala 1:100.000. Belo Horizonte. COMIG/CPRM, v22. 96p.
- FIGUEIREDO, M.C.H., TEIXEIRA, W., 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 223-246.
- FONTES, C.G., NETTO, C., COSTA, M.R.A., et al., 1978. Projeto Jequitinhonha: relatório final. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, v10.
- FÖRSTER, H.J., TISCHENDORF, G., TRUMBULL, 1997. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rock. *Lithos*, 40, 261-293.
- FROST, B. R., FROST, C. D., 2008. On Charnockites. *Gondwana Research*, 13,30-44.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D., 2001., A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- GREGOIRE. V., DARROZES, J., GAILLOT, P., NEDELEC, A. 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional casa study. *Journal of Structural Geology*, 20:937-944
- HARALDSEN, H., 1941. Über die Eisen. (II) - Sulfidmischkristalle. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*. 246, 195-226
- HARRIS, N.B.W; PEARCE, J.A; TINDLE, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds), *Collision tectonics*. Special Publications Geological Society, 67-81.

- HARRIS, N., AYRES, M., MASSEY, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas *Journal of Geophysical Research* 100(B8), 15767-15778.
- HEILBRON, M, MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87–112.
- HEILBRON, M.L., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R. & JANASI, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- HROUDA, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic susceptibility of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 30, 39-45
- HROUDA, F., & JELINEK, V. 1990. Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. *Geophysical Journal International*, 103, 75-84
- HUNT PC, MOSKOWITZ BM, BANERJEE SK. 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, *Rock Physics and Phase Relations*. American Geophysical Union, AGU. Reference Shelf 3, pp. 189-204.
- ICENHOWER, J. P. & LONDON, D., 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist*. 81, 719-734.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 523-548.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*. (Japan) 27, 293–305.
- JELINEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-7.
- KARNIOL, T.R., 2008. Tectônica da Conexão do cinturão Ribeira com a Faixa Araçuaí- Divisa Rio de Janeiro/Espírito Santo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 177p

- LAUNEAU, P. & CRUDEN, A.R. 1998. Magnetic fabric acquisition mechanisms in a syenite: Results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, 103, 5067-5089
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M., VALERIANO, C., 1996. U-Pb geocronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79, 347-361.
- MARSHAK, S., ALKMIM, F.F., 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8, 555-571.
- MARSHAK, S., ALKMIM, F. F., WHITTINGTON, A., PEDROSA-SOARES, A. C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 28, 129-147.
- MARTINS, V. T. S., TEIXEIRA, W., NOCE, C. M. E., PEDROSA-SOARES, A. C., 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, 7, 75-89.
- MARTÍN-HERNANDEZ, F., & HIRT, A. M. 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, 367(1-2), 13-28.
- McDONOUGH, W. F. & SUN, S.-s. 1995 The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-254.
- MONDOU, M.M., 2010., Strutural and thermal evolution of a synkinematic batholith form the neoproterozoic Araçuaí hot orogen (Estern Brazil). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 217p.
- MUNHÁ, J.M.U., CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G. AND PALÁCIOS, T., 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da faixa de dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 123-134.
- NALINI, H.A., 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Tesis de Doutorado Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris & Ecole Nationale Supérieure des Mines de St-Etienne. 237p.
- NALINI, H. A., BILAL, E., PAQUETTE, J. L., PIN, C., & ROMULO, M., 2000. U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Galileia and Urucum Neoproterozoic granitoids suites in south-eastern Brazil. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule A-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331(7), 459-466.

- NALINI-JUNIOR, H. A., MACHADO, R. M. & BILAL, E., 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4- supplement), 23-34.
- NOCE, C.M., MACAMBIRA, MOACIR J.B., PEDROSA-SOARES, A.C., 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, Based on Single Zircon Evaporation Dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 025-029.
- NOCE, C. M, PEDROSA-SOARES, A. C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J. H., CAMPOS, C., MEDEIROS, S. R., 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 349, 587-592.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C. & ALKMIM, F.F., 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15, 17-23.
- NOVO, T., 2009. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola-MG: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 87p.
- NYE FJ., 1957. Physical properties of crystals. Oxford University Press, New York, 322p.
- OLIVEIRA, M.J.R., PINTO, C.P., FÉBOLI, W.L., DOS SANTOS, R., 2000. Projeto Leste - Relatório mapa integrado, escala 1:500.000. Geologia estrutural e tectônica. CPRM - COMIG, Belo Horizonte. 52p.
- OWENS, W.H., & RUTTER, E. H., 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Physics of the Earth Planetary Interiors*. 16, 215-22
- PATERSON, S.R., FOWLER, JR., T.K., SCHMIDT, K.L., YOSHINOBU, A.S., YUAN, E.S., MILLER, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44,53-82
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956-983.
- PEDROSA-SOARES, A.C., DARDENNE, M.A., HASUI, Y., et al., 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, Escala 1:100.000. Belo Horizonte: SEME/COMIG/UFGM/Instituto de Geociências. 97p. il.

- PEDROSA-SOARES, A. C., WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz-Filho, A. & Campos, D. A. (eds) Tectonic Evolution Of South America. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 265–285.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an Overview of a Confined Orogen Formed During Gondwanaland Assembly. *Precambrian Research*, 110, 307–323.
- PEDROSA-SOARES, A. C., CASTAÑEDA, C. et al., 2006. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14, 97–111.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., et al., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15, 1–16.
- PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS. C.P., NOCE, SILVA L.C., NOVO T.,et al., 2011. Late neoproterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the eastern Brazilian pegmatite province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications. 350, 25-51
- PETITGIRARD, S., VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BRUGUIER, O., CAMPS, P., PATRICK, M., BABINSKI, M., MONDOU, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted orogeny and slow cooling rate? In: Chardon, D., Rey, P., (eds) 2009, Hot Orogens, Special Issue, *Tectonophysics*, 477(3-4), 174 – 196.
- PETITGIRARD, S., 2005. La syénite d’Ibituruna: une intrusion synchrone des charriages à haute temperature dans la chaîne d’Araçuaí (SE Brésil), Master thesis, Université Montpellier 2, 51 p.
- PINTO, C., DRUMOND, V., FEBOLI, W.L., 2000. Projeto Leste. Nota Explicativa do Mapa Geológico integrado. Escala 1: 500.000. Geologia. COMIG-CPRM. Belo Horizonte. 192p.
- RAPOSO, M. I. B. & GASTAL, M. C. P., 2009. Emplacement mechanism of the main granite pluton of the Lavras do Sul intrusive complex, South Brazil, determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics*, 466, 18-31.
- RIBEIRO, J.H., 2000. Projeto Leste. Folha Don Cavati (SE.24-Z-D-III), escala 1:100.000. Belo Horizonte. COMIG/CPRM.

- ROCHETTE, P. 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*. 9, 1015-20
- ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, American Geophysical Union, 30, 209-226.
- SHAND, S. J., 1917. A system of petrography: *Geological Magazine*, v. 6, p. 63-469.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., A PIMENTEL, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*., 133, 29–61.
- SCHUARZ, E.J., 1974. Magnetic fabric in massive sulphid deposits. *Can. Journal. Earth Sciences*. 11, 1669-75
- SILVA, A.S., MIGNON, R.L., 1978. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha SE23-Belo Horizonte. Brasília: DNPM/ DGM.
- SILVA, J.M.R., LIMA, M.I.C., VERONESE, V.F., *et al.* Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL: Folha Rio Doce – SE. 24. Rio de Janeiro: IBGE, 1987. v.34, Cap.1, p.23-172, il, mapas.
- SILVA, DA L.C., ARMSTRONG, R., PIMENTEL, M.M., SCANDOLARA, J., RAMGRAB, G., WILDNER, W., ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., RIZZOTO, G., QUADROS, M.L.E.S., SANDER, A., ROSA, A.L.Z., 2002 Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 513–528.
- SILVA, DA L.C., MCNAUGHTON, N., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L., FLETCHER, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136, 203–240.
- SILVA, DA L.C., PINTO, C. P., GOMES, A. C., PAES, V. C. & CHEMALE, F., 2007. Granitogenesis at the northern tip of the Araçuaí Orogen, SE Brazil: LA–ICP–MS U–Pb zircon geochronology, and tectonic significance. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste. Diamantina. Anais*, 20–21.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* 12, 1-33.

- TAKAHASHI, M., ARAKAMI, S., ISHIHARA, S., 1980. Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. In: Takenouchi, S. (Eds.), *Granitic Magmatism and Mineralization*. Mineral Geology. 8 (special issue), 13–28.
- TARLING D.H., HROUDA F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, p. 217.
- TROMPETTE R., EGYDIO-SILVA M., TOMMASI A., VAUCHEZ A., UHLEIN A., 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasileiro e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 187-193.
- TROMPETTE, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). In: *Pan-African-Brasileiro aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R., EGYDIO-SILVA, M., 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 179–189.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A., EGYDIO-SILVA, M., 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, 22, 967–970.
- VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BABINSKI, M., TOMMASI, A., UHLEIN, A., LIU, D., 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, 19, 278–286.
- VIEIRA, V.S., 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- VIGNERESSE, J.-L., BARBEY, P., & CUNEY, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37, 1579–1600.
- WHITTINGTON, A. G., CONNELLY, J., PEDROSA-SOARES, A. C., MARSHAK, S., ALKMIM, F. F., 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the Neoproterozoic Aracuaí belt of eastern Brazil. In: *AGU Fall Meeting, Abstract T32B-089*. American Geophysical Union, 82, 1181–1182.