UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

ANFIBOLITOS DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS MORTES E DIQUES DE METAGABRO-DIABÁSIO DA REGIÃO DE RESENDE COSTA, ESTADO DE MINAS GERAIS

EDUARDO HENRIQUE ANDRADE DE GUIMARÃES

ORIENTADOR: Prof. Dr. CIRO ALEXANDRE ÁVILA
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)

MAIO, 2010
RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

ANFIBOLITOS DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS MORTES E DIQUES DE METAGABRO-DIABÁSIO DA REGIÃO DE RESENDE COSTA, ESTADO DE MINAS GERAIS

EDUARDO HENRIQUE ANDRADE DE GUIMARÃES

APROVADA POR:

_____
Dr. Ciro Alexandre Ávila

_____
Dr. Wilson Teixeira

_____
Dra. Cícera Neysi de Almeida

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)

MAIO, 2010
RIO DE JANEIRO – BRASIL

FICHA CATALOGRÁFICA

GUIMARÃES, Eduardo Henrique Andrade de

ANFIBOLITOS DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS MORTES E DIQUES DE METAGABRO-DIABÁSIO DA REGIÃO DE RESENDE COSTA, ESTADO DE MINAS GERAIS

XVIII, **100 p.,** 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2010).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.

1 – Anfibolitos
2 – Diques de metagabro-diabásio
3 – *Greenstone belt* Rio das Mortes
4 – Petrografia
5 – Geoquímica
6 – Cinturão Mineiro
7 – Cráton São Francisco

I – IGEO/UFRJ II – Título (série)

RESUMO

Guimarães, E. H. A. **Anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes e diques de metagabro-diabásio da região de Resende Costa, estado de Minas Gerais.** Ano 2010, XVIII, 100p. Trabalho de Conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente trabalho teve como objetivo o estudo das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes e dos diques de metagabro-diabásio de uma área de cerca de 120 Km^2. Para se alcançar o objetivo proposto foi realizado o mapeamento geológico na escala de 1:25.000 entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa, bem como os estudo petrográfico e químico.

A evolução da borda meridional do cráton São Francisco pode ser explicada como a estabilização de uma massa continental arqueana, que no Paleoproterozóico começou a sofrer um processo de subducção, culminando com a formação de arcos magmáticos, que foram incluídos no Cinturão Mineiro. Este cinturão é composto principalmente por terrenos gnáissicos parcialmente migmatizados e por rochas vulcânicas máficas-ultramáficas e sedimentares (faixas *greenstone*), que foram metamorfisadas em fácies anfibolito, destacando-se dentre estas o *greenstone belt* Barbacena, que foi subdividido em três faixas diferentes (*greenstone belts* Rio das Mortes, Nazareno e Dores do Campo). Essas rochas são intrudidas por diversos corpos máficos e félsicos, relacionados ao plutonismo da fase de subducção deste cinturão.

De modo geral, a área mapeada é composta por um embasamento, que é representado por: um pacote de rochas anfibolíticas, que ocorrem intercaladas com raras rochas metassedimentares, que compõe o *greenstone belt* Rio das Mortes; e pelo gnaisse tonalítico Ramos, de posição estratigráfica indefinida. As rochas do citado *greenstone belt* são intrudidas por corpos plutônicos, deformados ou não, representados pelo granitóide Ritápolis e pelo ortognaisse Resende Costa. Diques de metagabro-diabásio cortam todas essas unidades citadas, sendo portanto mais novos.

O gnaisse tonalítico Ramos é composto por bandas de coloração ora mais clara, ora mais escura, formados por biotita, quartzo, plagioclásio, hornblenda, epidoto, clinozoisita, allanita, apatita, titanita, rutilo e minerais opacos. A diferença de coloração das bandas é dada principalmente pela quantidade de minerais máficos. Este gnaisse é cortado por diversas rochas, dentre as quais: diques tonalíticos; pegmatitos concordantes a foliação, isto é, dobrados juntamente com o gnaisse; diques tonalíticos que cortam a foliação da rocha em

baixo ângulo; e diques granodioríticos e pegmatíticos que cortam discordantemente a foliação do gnaisse, sendo esses dois últimos possivelmente relacionados ao granitóide Ritápolis.

O *greenstone belt* Rio das Mortes foi subdividido em três unidades: metassedimentar, metaultramáfica e metamáfica. A unidade metassedimentar é composta por gonditos intercalados com filitos avermelhados a acinzentados e raros quartzitos. A unidade metaultramáfica é representada um corpo cumulático composto por hornblenda + diopsídio + epidoto + plagioclásio + titanita + zircão + sericita ± olivina (fayalita) ± quartzo. A unidade metamáfica é dividida em duas subunidades: a primeira, denominada unidade anfibolítica fina a média é composta por hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{32–36}$) +epidoto + zircão + opacos + apatita + titanita + clinozoisita ± granada ± quartzo; e a segunda corresponde a subunidade anfibolítica com piroxênio, que é composta de hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{40–42}$) + diosídio incolor a verde-pálido + epidoto + zircão + apatita + rutilo + titanita. ± quartzo. As paragêneses impressas nessas rochas apontaram para condições levemente diferentes para as duas subunidades citadas: a subunidade anfibolítica fina a média estaria em condições equivalentes a facies anfibolito baixo/médio, enquanto a subunidade anfibolítica com piroxênio estaria nas facies anfibolito médio/alto. A geoquímica mostrou que as rochas estudadas correspondem a basaltos andesíticos, de filiação toleítica, semelhantes aos MORBs e poderiam ter se formado em arco vulcânico ou em fundo oceânico.

Os diques de metagabro–diabásio foram subdivididos em corpos metamorfisados compostos por plagioclásio + hornblenda + apatita + minerais opacos + epidoto + titanita + quartzo + actinolita ± augita, e em diques de diabásio, com mineralogia formada por plagioclásio + augita + ortopiroxênio + apatita + minerais opacos ± uralita ± iddingsita. A família dos diques de metagabro estaria relacionada a um intervalo temporal muito grande entre 2121 ± 7 Ma e 567 Ma, enquanto seu metamorfismo estaria relacionado ao evento da orogenia Brasiliana. Já os diques de diabásio, sem qualquer feição metamórfica ou deformacional, estariam relacionados a algum evento posterior ao evento Brasiliano, provavelmente o magmatismo relativo à abertura do oceano Atlântico.

AGRADECIMENTOS

A toda minha família, principalmente a minha mãe, meu pai e meu irmão, pois tudo que conquistei e hei de conquistar devo a eles.

A minha namorada Mariana Meirelles Lima da Silva, por todo o apoio e amor concedido a mim, estando sempre ao meu lado.

Aos professores do curso de graduação em geologia, pelos ensinamentos passados ao longo desses cinco anos. Um agradecimento especial ao professor Ciro Alexandre Ávila, amigo e companheiro nos trabalhos de campo e escritório, sempre passando o máximo de conhecimento possível. À professora Cícera Neysi de Almeida, por ter me ajudado no inicio dos caminhos da geologia e ao eterno professor Joel Gomes Valença, que sendo o primeiro a conversar sobre geologia comigo, em pouco tempo de convivência virou um grande amigo que deixou saudades.

Ao Leandro Bravo Ferreira da Costa, companheiro de Campo IV, pelas brincadeiras e momentos sérios, e na ajuda em várias etapas desse trabalho.

A todos meus amigos, sejam eles da faculdade ou não, pois cada um é especial de uma forma.

SUMÁRIO **pág**

CAPA **I**
CONTRA CAPA **II**
FICHA CATALOGRÁFICA **III**
RESUMO **IV**
AGRADECIMENTOS **VI**
SUMÁRIO **VII**
ÍNDICE DE TABELAS **IX**
ÍNDICE DE FIGURAS **X**

1 – INTRODUÇÃO **1**
2 – OBJETIVOS **3**
3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO **4**
4 – MÉTODO DE TRABALHO **6**
4.1 – TRABALHO DE CAMPO **6**
4.2 - COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHAS **7**
4.3 - PETROGRAFIA **7**
4.4 – GEOQUÍMICA **7**
4.4.1 – PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA GEOQUÍMICA **7**
4.4.2 – ANÁLISE QUÍMICA **9**
4.5 - TRABALHO DE ESCRIÓRIO **9**
5 – NOMECLATURA ADOTADA **11**
6 - COMENTÁRIOS DOS TRABALHOS PRETÉRITOS **15**
7 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL **18**
8 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA **23**
8.1 – INTRODUÇÃO **23**
8.2 – GNAISSE TONALÍTICO RAMOS **23**
8.2.1 – ASPECTOS DE CAMPO **23**
8.2.2 – PETROGRAFIA **31**
8.3 – *GREENSTONE BELT* RIO DAS MORTES **43**
8.3.1 – UNIDADE METAULTRAMÁFICA **43**
8.3.1.1 – ASPECTOS DE CAMPO **43**
8.3.1.2 – PETROGRAFIA **45**
8.3.2 – UNIDADE METAMÁFICA **49**
8.3.2.1 – INTRODUÇÃO **49**
8.3.2.2 – ASPECTOS DE CAMPO **49**
8.3.2.3 – PETROGRAFIA **52**
8.3.2.3.1 - ANFIBOLITOS FINOS A MÉDIOS **52**
8.3.2.3.2 – ANFIBOLITOS COM CLINOPIROXÊNIO **55**
8.3.2.4 – METAMORFISMO **58**
8.3.2.5 – GEOQUÍMICA **59**
8.3.3 – UNIDADE METASSEDIMENTAR **63**
8.4 – ORTOGNAISSE RESENDE COSTA **65**
8.5 – GRANITÓIDE RITÁPOLIS **69**
8.6 - DIQUES DE METAGABRO – DIABÁSIO **78**
8.6.1 – ASPECTOS DE CAMPO **78**
8.6.2 – PETROGRAFIA **79**
8.6.3 – GEOQUÍMICA **84**
9 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES **89**

10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **94**
11 - ANEXOS
ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO
ANEXO 2 - MAPA DE PONTOS

ÍNDICE DE TABELAS

	Pág
Tabela 1 – Relação das amostras coletadas com ou sem lâmina petrográfica (Petro.).	8
Tabela 2 – Amostras selecionadas para os estudos químicos.	9
Tabela 3 – Classificação da granulação de rocha ígnea segundo Williams *et al.* (1982)	12
Tabela 4 - Índice de cor segundo Streckeisen (1976).	12
Tabela 5 – Diferentes tipos de enclaves existentes segundo Didier & Barbarin (1991).	13
Tabela 6 - Resultado das analises químicas para elementos maiores, menores e traços das rochas anfibolíticas com clinopiroxênio do *greenstone belt* Rio das Mortes.	61
Tabela 7 – Amostras dos diques de metagabro-diabásio estudados	78
Tabela 8 – Análises químicas dos diques de metagabro – diabásio.	85
Tabela 9 – Valores comparativos para a subdivisão dos diques de metagabro. Proposto por Vasques (2009).	88
Tabela 10 - Subdivisão do metamorfismo da borda meridional do cráton São Francisco proposta por Ávila *et al*, 2008.	91

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág

Figura 1 - Localização da área de estudo. 4

Figura 2 - Principais vias de acesso para a área de estudo. 5

Figura 3 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) utilizado para a classificação das rochas plutônicas da área estudada. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemito. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali–feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro. 12

Figura 4 - Mapa geológico da região, feito por Ebert (1963). 15

Figura 5 – Mapa geológico de Quéméneur & Baraud (1983). 16

Figura 6 – Mapa geológico de Pires & Pires (1992). 17

Figura 7 - Mapa das províncias do escudo Atlântico, com a província São Francisco em destaque (Delgado *et al.*, 2003). 18

Figura 8 - Localização das rochas que compõem o embasamento do cráton São Francisco segundo Teixeira *et al*. (2000). 19

Figura 9 – Localização do cinturão Mineiro no contexto do cráton São Francisco (Alkmim, 2004) 20

Figura 10 – Mapa da borda meridional do cráton São Francisco detalhando as principais unidades litológicas que compõem o cinturão Mineiro (Alkmim, 2004). 20

Figura 11 – Saprólito do gnaisse tonalítico Ramos, sendo esse o modo mais comum de ocorrência desta unidade. 24

Figura 12 – Afloramento do gnaisse tonalítico Ramos localizado no ponto EL – 128. 24

Figura 13 – Afloramento do gnaisse tonalítico Ramos, demonstrando seu caráter gnáissico e a presença de diversas injeções de corpos tonalíticos e pegmatíticos (ponto EL – 139). 24

Figura 14 – Principal ponto de exposição do gnaisse tonalítico Ramos, próximo ao vilarejo de Ramos, sob a ponte que atravessa o rio Santo Antônio. 25

Figura 15 – Gnaisse tonalítico Ramos, composto por bandas escuras

anfibolíticas (Anf) e por bandas mais claras (intercalações de níveis brancos e cinzas), milimétricas a centimétricas, de composição tonalítica. 26

Figura 16 – Detalhe da diferença de espessura dos níveis escuros (anfibolítico – Anf) e claros (tonalítico – Ton) do gnaisse tonalítico Ramos. 26

Figura 17 – Dique tonalítico (Dton) truncando, em baixo ângulo, o gnaisse tonalítico Ramos (GnRa). Notar a presença de uma falha deslocando o dique e o gnaisse. 26

Figura 18 - Dique tonalítico (Dton) com bordas de granulação mais grossa que seu centro, possivelmente em decorrência da entrada de fluido oriundo da rocha encaixante. 27

Figura 19 – Detalhe do dique de composição tonalítica (Dton) com xenólitos centimétricos de uma rocha escura, os quais estão orientados conforme a direção de fluxo do dique. 27

Figura 20 – Família de pegmatitos 1 (Peg1), dobrada (D_{n+1}) conforme a foliação do gnaisse (D_n) e cortada pela família de pegmatitos 2 (Peg2), associada ao plano axial desse dobramento. 28

Figura 21 - Detalhe da Família de pegmatitos 1 (Peg1), concordante a foliação da rocha, sendo cortada pela família de pegmatitos 3 (Peg3), discordante desta foliação. 28

Figura 22 – Detalhe de duas famílias discordantes de pegmatitos (Peg1 e Peg2), cortadas por uma falha. 28

Figura 23 – Pegmatito pertencente à família 3 (Peg3) truncando a foliação da rocha gnáissica, os diques tonalíticos (Dton) e os corpos pegmatíticos 1 (Peg1). 29

Figura 24 - Dique pertencente à família de pegmatitos 3 (Peg3) que ora é concordante a foliação do gnaisse, ora é discordante desta foliação. 29

Figura 25 – Enclave xenolítico (Xen) do gnaisse tonalítico Ramos em dique de rocha granítica (Gra), correlacionada ao granitóide Ritápolis. 30

Figura 26 – Dobra apertada apresentando transposição de foliação na charneira. 30

Figura 27 - Indicador cinemático apontando para um movimento levógiro. 31

Figura 28 – Falhas reversas existentes no gnaisse. 31

Figura 29 – Foliação da banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos evidenciada pela orientação dos grãos de biotita e plagioclásio. 32

Figura 30 – Plagioclásio exibindo intensa epidotização, com o crescimento de minerais do grupo do epidoto (clinosoizita e zoizita) em banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos. 33

Figura 31 – Grão de plagioclásio com geminação polissintética turva. As porções claras estão fortemente substituídas por minerais do grupo do epidoto, enquanto as zonas mais escuras estão preservadas desta substituição. Banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos. 33

Figura 32 – Grão de biotita hipidioblástico com mineral opaco nas clivagens. Destaca-se a presença de epidoto (Ep) e allanita (Alla) associados à biotita. Banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos. 33

Figura 33 – Grão de hornblenda (Hb), substituído parcialmente por biotita (Bi), na banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos. 34

Figura 34 – Associação entre grãos de biotita, hornblenda e epidoto, sendo essa uma das paragêneses encontradas nas bandas félsicas do gnaisse tonalítico Ramos. 34

Figura 35 – Epidoto (Ep) desenvolvido ao redor de grão de allanita (Alla). Destaca-se o aspecto simplectítico do epidoto. 34

Figura 36 – Paragênese metamórfica representada pelo crescimento de grãos hipidioblásticos de epidoto e biotita. 35

Figura 37 – Aspecto geral das bandas anfibolíticas do gnaisse, onde pode-se observar a ampla distribuição de hornblenda e plagioclásio. 35

Figura 38 – Substituição da hornblenda metamórfica (Hb) por biotita metamórfica (Bi) na banda anfibolítica do gnaisse. 36

Figura 39 – Mineral opaco parcialmente substituído por titanita de origem metamórfica. 36

Figura 40 – Grãos de minerais opacos distribuídos ao longo das clivagems e nas bordas dos grãos de biotita. 36

Figura 41 – Cristal hipidiomórfico de plagioclásio fortemente epidotizado e sericitizado, apontando para composição levemente cálcica do mesmo. 37

Figura 42 – Cloritização parcial de um grão de biotita. Destaca-se o crescimento de epidoto (ep) associado à região de contato entre biotita e anfibólio. 37

Figura 43 – Biotita completamente cloritizada, onde destaca-se a presença de grãos de titanita, possivelmente formada a partir da exsolução de Ti da biotita e aporte de cálcio do plagioclásio. 38

Figura 44 – Faixa de transformação dos grãos de anfibólio para biotita, provavelmente devido à interação de fluidos oriundos do “dique tonalítico velho”. 38

Figura 45 – Diagrama QAP com as três amostras dos diques que cortam o gnaisse, mostrando sua classificação composicional. Legenda: quadrado marrom - diques tonalíticos velhos. Círculo vermelho - dique granodiorítico novo. 39

Figura 46 – Textura equigranular hipidiomórfica do “dique tonalítico velho”, marcada principalmente pela forma dos grãos de plagioclásio, enquanto o quartzo é xenomórfico. 39

Figura 47 – Grão de plagioclásio com zonamento concêntrico. 40

Figura 48 – Grãos de biotita hipidiomórficos (possivelmente ígneos) associados com allanita, que é envolvida por epidoto (ep) hipidioblástico. Destaca-se, ainda, a presença de grãos de minerais opacos (op) que se desenvolvem ao longo dos planos de clivagens da biotita. 40

Figura 49 – Textura inequigranular xenomórfica do “dique granítico novo”, destacando-se o arranjo entre os grãos de quartzo e microclina. 41

Figura 50 – Plagioclásio sericitizado e com feições típicas de corrosão (embaiamento), onde sua geminação polissintética é truncada pelo crescimento de microclina, ocasionando a formação de “ilhas” de plagioclásio sericitizado inclusas na microclina. 41

Figura 51 – Grão de zoisita (Zo) com zonamento para epidoto (Ep) e em paragênese com biotita metamórfica (Bi) e muscovita (Mu). Todo o conjunto está sobrecrescido no plagioclásio. 42

Figura 52 - Blocos do metapiroxênito na encosta de um morro refletindo a principal forma de ocorrência dessas rochas. 44

Figura 53 - Aspecto geral da rocha metapiroxenítica onde destaca-se a grande quantidade de grãos centimétricos de hornblenda (verde escuro), em meio a uma massa mais fina de coloração verde clara. 44

Figura 54 - Bloco metapiroxenítico com feição encaroçada. Detalhe para a presença de veios pegmatíticos (Peg) milimétricos cortando a rocha metapiroxenítica. 44

Figura 55 – Substituição parcial de um grão maior de diopsídio (Dio) por um conjunto de grãos de hornblenda (Hb). 45

Figura 56 – Grãos de plagioclásio (Pl) com forma xenomórfica preenchendo os espaços entre os grãos de diopsídio (Dio) e hornblenda (Hb), sendo neste caso considerados como um mineral *intercumulos*. 46

Figura 57 - Detalhe de um porfiroblásto de hornblenda envolvido por grãos de diopsídio da matriz. 46

Figura 58 - Detalhe da textura poiquiloblástica, onde um grão de hornblenda formou-se envolvendo diversos grãos de diopsídio, que é o mineral primário e presente na matriz do metapiroxênito. 46

Figura 59 – Grãos xenoblásticos de titanita associados aos grãos de hornblenda. 47

Figura 60 – Aspecto geral da lamina EL-94 onde se observa a presença da paragênese olivina + diopsídio, que difere daquela

encontrada nos outros pontos do corpo metapiroxênitico. 48

Figura 61 – Grãos idiomórficos de olivina amarelada (Ol) associados ao diopsídio (Dio), enquanto o plagioclásio (Pl) apresenta caráter intercumulático. Destaca-se que a olivina encontra-se com uma alteração marrom escura. 48

Figura 62 – Detalhe de um grão de olivina com alteração marrom escura em seu interior. 48

Figura 63 – Saprolito avermelhado típico das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 50

Figura 64 - Fina cobertura de rocha anfibolítica (Anf) do *greenstone belt* Rio das Mortes recobrindo as rochas do granitóide Ritápolis (GrRi). 51

Figura 65 – Saprólito avermelhado de rocha anfibolítica (Anf) cortado por corpo pegmatítico (Peg). Destaca-se que o pegmatito trunca a foliação presente na rocha anfibolítica. 51

Figura 66 – Detalhe de um xenólito de rocha anfibolítica, onde a hornblenda foi completamente substituída por biotita. 51

Figura 67 – Textura lepidoblástica caracterizada pela marcante orientação dos grãos de hornblenda verde a castanha clara e de plagioclásio.. 53

Figura 68 – Textura granolepidoblástica das rochas anfibolíticas definida pela presença de bandas ricas em hornblenda e de bandas ricas em plagioclásio e quartzo. A foliação está presente na mesma, porém não é tão marcante quanto na textura lepidoblástica. 53

Figura 69 – Mineral opaco (Op) envolvido por uma auréola de titanita (Tit). 54

Figura 70 – Grãos xenoblásticos de granada (Gr) desviando a foliação principal da rocha anfibolítica. 54

Figura 71 - Textura granoblástica caracterizada por grãos de hornblenda e diopsídio com formas bem definidas e pela falta de orientação dos minerais. 55

Figura 72 – Textura lepidoblástica dada pela orientação preferencial dos grãos de hornblenda e diopsídio. 55

Figura 73 - Textura granolepidoblástica marcada pela presença de bandas ricas em hornblenda marrom (orientadas segundo uma direção preferencial) e bandas ricas em diopsídio e plagioclásio. 56

Figura 74 – Agregado de grãos xenoblásticos de diopsídio. 56

Figura 75 – Grãos de diopsídio parcialmente substituído por hornblenda verde. Destaca-se ainda a presença de pequenos grãos de hornblenda desenvolvidos no núcleo do diopsídio. 57

Figura 76 – Paragênese metamórfica caracterizada por um grãos de hornblenda (Hb)

envolvido por clinozoisita (Czoi) e diopsídio (Dio) e em contato com epidoto (Ep). 57

Figura 77 – Mineral opaco envolto por epidoto provavelmente de origem hidrotermal. 58

Figura 78 – Quartzo sob a forma de agregados alongados de grãos (*plate quartz*). 58

Figura 79 – À esquerda, gráfico de facies metamórfica para a paragênese das rochas anfibolíticas finas a médias. À direita, gráfico de facies metamórfica para a paragênese das rochas anfibolíticas com clinopiroxênio. 59

Figura 80 – Legenda utilizada nos gráficos geoquímicos para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 60

Figura 81 – Diagrama Na_2O+K_2O x SiO_2 (Le Maitre *et, al*,, 1989) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 61

Figura 82 – Diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 61

Figura 83 – Diagrama Na_2O+K_2O (A)-MgO(M)-FeO*(F) (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 61

Figura 84 – Diagrama SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 61

Figura 85 – Diagrama : Fe+Ti-Al-Mg (Jensen, 1976) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 61

Figura 86 – Diagrama Ti x Zr (Pearce & Cann, 1973) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 62

Figura 87 – Diagrama Ti/100 x Zr x 3xY (Pearce & Cann, 1973) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 62

Figura 88 – Diagrama Ti/100 x Zr x Sr/2 (Pearce & Cann, 1973) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 62

Figura 89 - Diagrama Zr/Y x Zr (Pearce & Norry, 1979) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 63

Figura 90 - Diagrama V x Ti(ppm)/1000 (Shervais, 1982) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 63

Figura 91 Diagrama 2xNb x Zr/4 x Y (Meschede, 1986) para as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes. 63

Figura 92 - Corpos tabulares de gondito (Go) e filito amarronzado (Fil) com caimento 310º/35º. 64

Figura 93 - Espessa camada de gondito (Go) cortada por pegmatito (Peg) de espessura métrica 64

Figura 94 - Diferença na coloração do solo oriundo da alteração de rochas do ortognaisse Resende costa (claro) e do solo de um dique de diabásio (marrom). 65

Figura 95 – Aspecto geral do ortognaisse Resende Costa destacando-se uma estrutura gnáissica anostomosada, com forte orientação de agregados de biotita. 66

Figura 96 – Aspecto filítico presente em raros afloramentos da fácies inequigranular fina/média do ortognaisse Resende Costa. 66

Figura 97 - Dique de pegmatito (Peg) cortando saprólito do ortognaisse Resende Costa (GnRC). 67

Figura 98 - Dique de leucogranito (Apl) cortando discordantemente a foliação do presente no ortognaisse Resende Costa (GnRC). Destaca-se que nas bordas desde dique ocorre uma concentração de epidoto,de cor esverdeada. 67

Figura 99 - Ortognaisse Resende Costa com os agregados biotíticos definindo a foliação (lineação) da rocha. 68

Figura 100 – Diagrama QAP mostrando a variação composicional do granitóide Ritápolis segundo Ávila (2000). 69

Figura 101 – Aspecto geral de um afloramento do granitóide Ritápolis. Em primeiro plano uma região caracterizado por um terreno mais aplainado e ao fundo um morro com lajedos do granitóide. 70

Figura 102 - Orientação dos fenocristais de feldspato interpretada como sendo decorrente de fluxo magmático primário. 71

Figura 103 – Raro grão de granada com tamanho milimétrico encontrado na fácies inequigranular media do granitóide Ritápolis. 71

Figura 104 – Detalhe da foliação marcante (na direção do martelo) impressa nas rochas da fácies média foliada do granitóide Ritápolis. Destaca-se a presença de um pegmatito na parte inferior da foto. 71

Figura 105 - Dique de leucogranito de coloração esbranquiçada cortando as rochas da fácies média foliada do granitóide Ritápolis. 72

Figura 106 – Enclave xenolítico ligeiramente oblato e orientado segundo a direção do fluxo ígneo do granitóide Ritápolis. 72

Figura 107 – Enclaves xenolíticos de rocha anfibolítica orientados segundo a direção do fluxo ígneo (representada pelas setas) do granitóide Ritápolis. 73

Figura 108 – Enclave xenolítico com um grau mais avançado de assimilação em sua borda direita. Destaca-se ao sudeste da lapiseira a presença de um outro tipo de enclave. 73

Figura 109 – Enclave xenolítico com um grau mais avançado de assimilação, onde é possível de se observar na sua porção oeste a presença de grãos tabulares de feldspato oriundos do magma granítico. 73

Figura 110 – Enclave xenolítico composto principalmente por biotita, que seria decorrente da transformação da hornblenda metamórfica a partir da entrada de potássio oriundo do granitóide. 74

Figura 111 – Presença de *schilliren* biotítico em rocha da fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis. Este enclave estão orientados conforme a movimentação do magma. 74

Figura 112 – Detalhe do *schilliren* biotítico com forma afinada em rocha da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis. 75

Figura 113 – Enclave autolítico com formato circular de rocha granítica na fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis. 75

Figura 114 – Enclave autolítico com formato parcialmente anguloso de rocha granítica fina na fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis. 75

Figura 115 – Enclaves autolíticos (aut) e xenolíticos (xen) em rocha da fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis. 76

Figura 116 – Corpo pegmatítico cortando rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis. 77

Figura 117 - Foliação subvertical impressa nas rochas do granitóide Ritápolis devido ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento ao norte da área mapeada. 77

Figura 118 - Zona de cisalhamento levógira deslocando um pegmatito em rochas da fácies média do granitóide Ritápolis. 77

Figura 119 – Aspecto filítico da borda de um dique com forte aspecto deformacional, dado pela presença de uma marcante foliação. 79

Figura 120 – Exemplo de textura ofítica, presente em grande parte dos diques de diabásio estudados. 81

Figura 121 – Exemplo de textura variolítica, onde os interstícios são preenchidos por finas ripas de plagioclásio. 81

Figura 122 – Textura subofítica (à esquerda) e intergranular (à direita), na mesma rocha. 81

Figura 123 – Hábito esquelético do plagioclásio indicando rápido resfriamento. 82

Figura 124 – Exemplos de crescimento de plagioclásio em forma de pluma devido à recristalização de vidro vulcânico. 82

Figura 125 – Exemplo de fenocristais de ortopiroxênio idiomórfico, com crescimento de clinopiroxênio em suas bordas. 82

Figura 126 – Mineral opaco com feição de corrosão magmática, apontando que este mineral se formou em condições de instabilidade no magma. 83

Figura 127 – Iddingsita, provavelmente proveniente da alteração da olivina. 83

Figura 128 – Presença de hornblenda no interstício dos grãos de plagioclásio (ponto EL-19). 84

Figura 129 – presença de actinolita, substituindo pseudomorficamente as augitas, no dique de metagabro da região (ponto EL-20). 84

Figura 130 – Legenda utilizada nos gráficos geoquímicos. 85

Figura 131 – Diagrama SiO_2 x Na_2O + K_2O (LeMaitre, 1989) para as os diques de metagabro-diabásio. 86

Figura 132 – Diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 *0,0001 (Winchester & Floyd, 1977) para as os diques de metagabro-diabásio. 86

Figura 133 – Diagrama Na_2O+K_2O x FeOt x MgO (Irvine & Barangar, 1971) para as os diques de metagabro-diabásio. 86

Figura 134 – Diagrama Zr x Sr/2 x Ti/100 (Pearce & Cann, 1973) para as os diques de metagabro-diabásio. 87

Figura 135 – Diagrama 10xMnO x 10xP_2O_5 x TiO_2 (Mullen, 1983) para as os diques de metagabro-diabásio. 87

Figura 136 – Diagrama Zr x Zr/Y (Pearce & Norry, 1979) para as os diques de metagabro-diabásio. 87

1 – INTRODUÇÃO

A presente monografia objetiva contribuir na compreensão da evolução dos eventos geológicos que afetaram as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, bem como aqueles presentes em diques de metagabro-diabásio, que afloram na porção meridional do cráton São Francisco no estado de Minas Gerais. Este trabalho foi realizado entre junho de 2009 e abril de 2010 sob orientação do Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional.

Terrenos granito-*greenstone* são estudados por todo o mundo, principalmente devido à grande quantidade de recursos minerais, como gigantescas camadas de formações ferríferas bandadas, mas também devido a sua importância para o entendimento da evolução crustal de terrenos arqueanos/paleoproterozóicos. As principais características desses terrenos são: formas alongadas em mapa com 10 a 25 km de extensão e 100 a 300 km de largura; estratigrafia constituída por rochas vulcânicas ultramáficas e máficas komatiíticas a toleíticas, passando para rochas félsicas cálcio-alcalinas e, chegando em seu topo, a rochas sedimentares clásticas e químicas, metamorfisadas desde facies xisto verde até a fácies anfibolito; e idades arqueanas e/ou paleoproterozóicas.

Entre os *greenstone belts* mais estudados e conhecidos do mundo, podemos citar *Barberton*, na África do Sul, de idade arqueana, composto por três grupos: *Onverwacht* em sua base, formado por rochas vulcânicas ultramáficas, com komatiítos, komatiítos peridotíticos e basálticos (sendo o nome komatiíto proveniente da formação *Komati*) passando para máficas e fésicas, intercalada com raros *cherts*. Este grupo é interpretado como uma seção de crosta oceânica; *Fig Tree*, que são *cherts*, *cherts* ferruginosos bandados e argilitos, interpretado como um leque submarino; e *Moodies*, no topo, que é constituída de conglomerados, quartzitos, siltitos e argilitos, interpretado como sendo um leque aluvial. Jackson (1987 *in* Windley, 1995) sugere que essa evolução é similar a aquela das bacias de *foreland* fanerozóicas, sendo então esse *greenstone belt* a mais antiga bacia de *foreland* conhecida.

No Brasil, a borda meridional do cráton São Francisco é caracterizada pela presença de rochas de natureza gnáissica, com fácies metamórfica variando de anfibolito a granulito e idades entre 3,0 a 2,4 Ga. (Teixeira, 1985; Carneiro, 1992; Noce, 1995; Teixeira *et al.*, 1998), bem como por faixas de rochas vulcano-sedimentares, que foram designadas de Rio das Velhas (Dorr *et al.*, 1957), Barbacena (Pires, 1978) e Piumhi (Schrank, 1986). Neste sentido, as rochas vulcano-sedimentares que afloram entre Conselheiro Lafaiete e Lavras foram reunidas inicialmente no grupo Barbacena (Pires, 1977) e no *greenstone belt* Barbacena

(Pires, 1978). Nos anos seguintes diversos autores utilizaram o termo grupo Barbacena para designar as rochas metaultramáficas e metamáficas que afloravam entre Conselheiro Lafaiete e Lavras (Barbosa, 1985; Valeriano, 1985 e 1986; Pires & Porto Júnior, 1986; Trouw *et al.*, 1986; Fortes & Laranjeiras, 1987; Noce *et al.*, 1987; Porto Júnior, 1988). Posteriormente, Pires *et al.* (1990) redefiniram a subdivisão do *greenstone belt* Barbacena, ao mesmo tempo em que Teixeira (1992) propôs a designação de g*reenstone belt* Itumirim – Nazareno e Valença *et al.* (1998) a de *greenstone belt* Itumirim-Tiradentes para as rochas metaultramáficas - metamáficas que afloravam entre Lavras e Tiradentes.

No início dos anos 80, Quéméneur & Baraud (1982 e 1983) propuseram subdividir as rochas do *greenstone belt* Barbacena em duas unidades distintas. Ao fim do século XX e início do século XXI, Ávila (1992 e 2000) sugeriu que estas duas unidades seriam distintas e não poderiam ser agrupadas em um mesmo *greenstone*. Desta maneira, Ávila *et al.* (2004 e 2006) propuseram as designações de:

1) *greenstone belt* Rio das Mortes para as rochas metamáficas e metassedimentares que predominam ao norte e no vale do Rio das Mortes, desde Lavras até São João del Rei. Rochas metaultramáficas são bastante raras na região em questão;
2) *greenstone belt* Nazareno para as rochas metaultramáficas komatiíticas, metamáficas e metassedimentares que afloram entre Itumirim e São João del Rei.
3) *greenstone belt* Dores de Campos para as rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentares que afloram entre Tiradentes e Barbacena.

No contexto da área em questão, as rochas dos *greenstone belt* Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos são cortadas por diversos corpos plutônicos, de composição bastante diversificada (Ávila 2000; Toledo 2002; Ávila *et al*, 2003, 2004, 2006, 2008, 2010; Cherman, 2004; Teixeira *et al.*, 2005 e 2008), os quais foram atribuídos ao cinturão Mineiro. Desta maneira, a região estudada é composta por um embasamento, formado por gnaisses e rochas metavulcano-sedimentares (atribuídas ao *greenstone belt* Rio das Mortes), as quais são intrudidas por dois grandes corpos plutônicos (ortognaisse Resende Costa e granitóide Ritápolis). Posteriormente, todo esse conjunto é cortado por diques de metagabro - diabásio.

2 – OBJETIVOS

Os principais objetivos da presente monografia correspondem ao estudo de campo, petrográfico e geoquímico das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes e dos diques de metagabro - diabásio aflorantes entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa, bem como o estudo de campo e petrográfico do gnaisse tonalítico Ramos.

Para se alcançar estes objetivos foram realizadas diversas fases que envolveram:

- Mapeamento geológico na escala 1:25.000 de uma área de cerca de 120 km^2; no limite entre as folhas topográficas Jacarandira, São João del Rei, Resende Costa e Tiradentes;
- Estabelecimento da cronologia relativa entre as rochas pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Mortes, gnaisse tonalítico Ramos e os diques de metagabro - diabásio com os corpos plutônicos presentes na área estudada;
- Caracterização da evolução petrográfica das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, do gnaisse tonalítico Ramos e dos diques de metagabro - diabásio;
- Caracterização geoquímica das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes e daquelas dos diques de metagabro - diabásio;
- Inserir as rochas anfibolíticas, assim como o gnaisse tonalítico Ramos e os diques de metagabro - diabásio no contexto evolutivo da borda meridional do cráton São Francisco.

3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada está localizada na porção sul do estado de Minas Gerais, entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa e englobando os povoados de Ramos, Penedo e Patrimônio. Esta tem seus extremos limitados pelas latitudes 21°00’20’’S e 20°54’44’’S e longitudes 44°20’29’’W e 44°13’51’’W, estando inseria na porção norte das folhas topográficas do IBGE, 1:50.000 Tiradentes (SF-X-C-II-2) e São João Del Rey (SF23-X-C-II-1) e sul das folhas Resende Costa (SF23-X-A-V-4) e Jacarandira (SF23-X-A-V-3) (Figura 1).

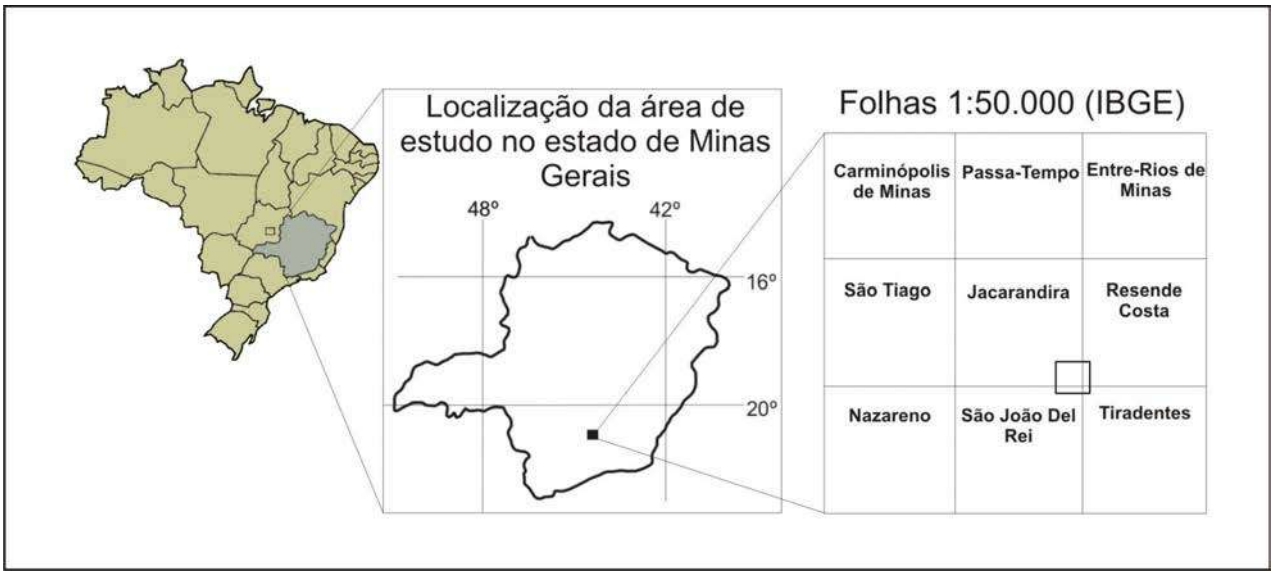


Figura 1 - Localização da área de estudo

O acesso à área, partindo do Rio de Janeiro, se faz a partir da rodovia BR – 040, até a cidade de Barbacena, quando se faz necessário pegar a BR – 265, até a cidade de São João del Rei. A partir desta cidade utilizasse a BR–494 para se chegar à cidade de Ritápolis, onde existem diversas estradas de terra que dão acesso à área. Para acessar a cidade de Resende Costa, o caminho mais recomendado é, a partir de São João del Rei, pegar a BR-383, em direção a cidade de Lagoa Dourada, entrando no acesso a cidade de Resende Costa, pouco antes de chegar a Lagoa Dourada (Figura 2). A partir de Resende Costa, existem diversas estradas de terra batida que cortam a área estudada. Cabe destacar que o rio Santo Antônio, expressiva feição hidrográfica da região, corta a área mapeada de norte a sul.

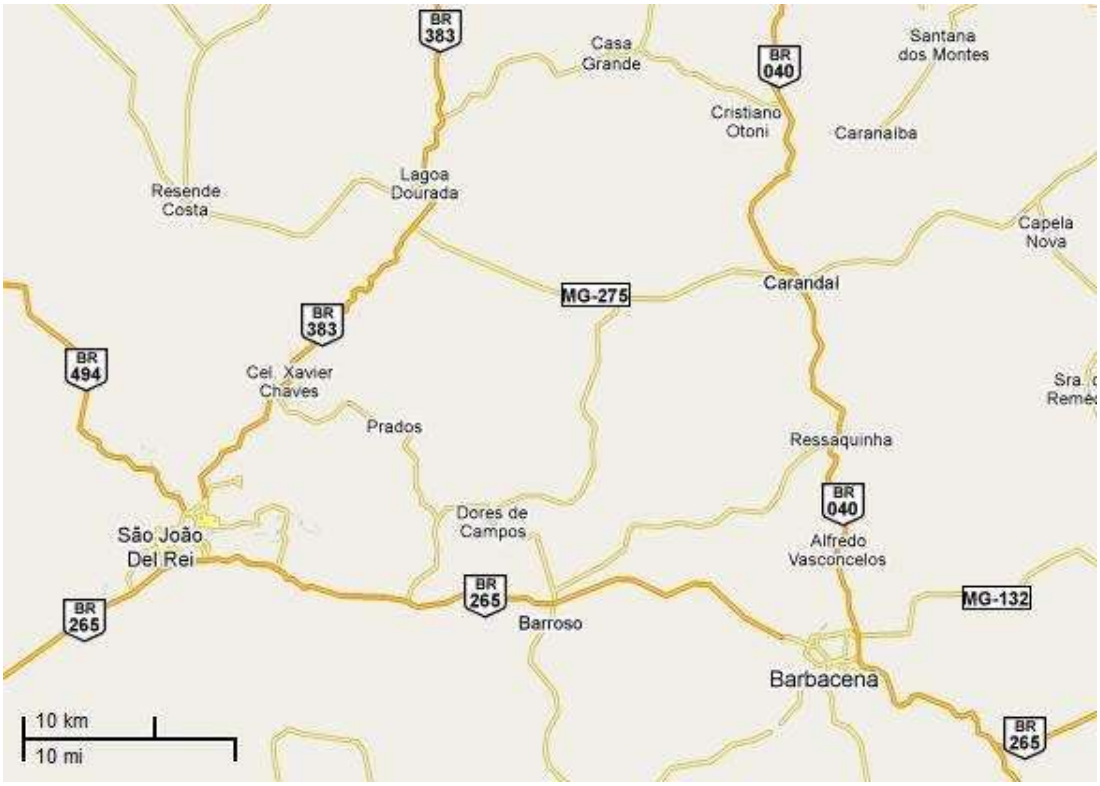


Figura 2 - Principais vias de acesso para a área de estudo.

4 - MÉTODO DE TRABALHO

4.1 – TRABALHO DE CAMPO

Os trabalhos de campo desenvolvidos para a elaboração da presente monografia foram realizados em três etapas: a primeira, entre os dias 26/08/2008 e 30/08/2008 e a segunda, entre os dias 21/05/2009 e 26/05/2009. Ambas tiveram como local de estadia a cidade de São João del Rei. A terceira e ultima etapa de campo foi executada entre os dias 16/07/2009 e 27/07/2009, com estadia em Resende Costa, totalizando 23 dias de trabalhos de campo. O produto final das atividades de campo consistiu na elaboração do mapa geológico (Anexo I - Mapa geológico).

Durante o mapeamento, foram utilizados os seguintes equipamentos: Lupa de 10X, martelo Estwing E3-23LP, marreta Estwing, bússola Brunton 8099 PRO Eclipse, GPS Garmin Etrex H, além do carro cedido pelo Museu Nacional para o deslocamento em campo.

O mapeamento geológico realizado cobriu uma área de 120 Km^2 e foi desenvolvido na escala 1:25.000, sendo realizados 264 pontos (Anexo II – Mapa de pontos). Em cada ponto foram efetuadas anotações acerca da localização (em UTM no *datum* Córrego Alegre), forma do afloramento (lajedos, blocos, *boulders in situ*, saprólito), mineralogia, textura, estruturas primárias e tectônicas, quando presentes. Neste contexto, os pontos foram plotados diretamente sobre o mapa topográfico da área. Na descrição de corpos intrusivos (como os diques de metagabro - diabásio) foram efetuadas, quando possível, medidas de *strike* (direção) do corpo, *dip*, espessura, mineralogia primária e metamórfica, rochas encaixantes, foliação e extensão, segundo a padronização proposta por Vasques (2009).

Para a delimitação dos litótipos foi realizado um caminhamento ao longo dos contatos, pois a natureza intrusiva dos corpos mapeados (principalmente em relação aos contatos irregulares e ao grau de intemperismo em que as rochas se encontram) não possibilitou uma abordagem baseada na realização de perfis de caminhamento perpendiculares à estruturação regional. O contato dos granitóides e dos gnaisses félsicos com as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e com as rochas dos diques de metagabro - diabásio representaram um caso a parte, pois puderam ser observados graças à diferença de tonalidade entre os solos correspondente a estas rochas e desta maneira identificados de forma mais fácil.

O mapeamento geológico foi dificultado devido ao alto grau de intemperização das unidades estudadas, principalmente as rochas metamáficas do *greenstone belt* Rio das Mortes e dos diques de metagabro - diabásio, o que atrapalhava a identificação da litologia e a coleta de amostras para analise petrográfica. O solo e os saprólitos, quando comprovado que eram

provenientes das rochas *in situ*, foram utilizados como recurso de identificação da litologia, a partir das suas diferentes características, tais como sua cor e textura.

4.2 – COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHAS

Foram coletadas 120 amostras de rochas (Tabela 1) para a realização de estudos petrográficos e, caso possível, analise química do material mais representativo. As amostras foram então laminadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN). Para a escolha das amostras a serem analisadas quimicamente, alguns critérios básicos foram levados em conta, como a representatividade dos litótipos coletados, baixo grau de intemperismo e ausência de alterações secundárias, como veios de quartzo e epidoto, algumas vezes bastante presentes nas rochas da região.

4.3 – PETROGRAFIA

Foram confeccionadas 109 laminas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN), sendo que para cada amostra foi determinada a direção do corte a ser feito, respeitando algumas feições, como o mesmo ser realizado paralelo às texturas de fluxo primárias ou perpendicular a direção de foliação metamórfica. Após o preparo das lâminas, foi realizada a descrição petrográfica, incluindo granulação, textura, índice de cor, mineralogia, descrição dos minerais (forma, tamanho, inclusões), transformações metamórficas, ordem de cristalização e de transformações metamórficas e, finalizando, a classificação da rocha. Utilizando-se dessas características, foi realizada a seleção de amostras para a analise química.

4.4 – GEOQUÍMICA

4.4.1 – Preparação de amostras para geoquímica

No total, foram preparadas cinco amostras de diferentes rochas da região, sendo duas de rochas anfibolíticas pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Mortes e três dos diques de metagabro - diabásio (Tabela 2). Primeiramente foram cortados briquetes das rochas no LLMN, sendo estes então quebrados manualmente, com o uso de uma marreta, em pequenos fragmentos de 1 a 5 mm. Após essa etapa, as amostras foram levadas para o Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) para serem trituradas em um britador de mandíbulas, fazendo com que as amostras ficassem com uma granulometria de areia média a grossa. Uma posterior fase de moagem é feita passando esse material em um moinho de panela de carbeto de tungs-

Tabela 1 – Relação das amostras coletadas com ou sem lâmina petrográfica (Petro.).

Amostra	Litologia	Petro.	Amostra	Litologia	Petro.
EL-1	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 113	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-4a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 119	Anfibolito	X
EL-4b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 121	Anfibolito	X
EL-4c	Diabásio (Dique)	X	EL 123	Anfibolito	X
EL-5	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 131	Diabásio (Dique)	X
EL-10	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 136	Anfibolito	X
EL-13	Anfibolito	X	EL 139a	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-19	Metagabro (Dique)	X	EL 139b	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-20	Metagabro (Dique)	X	EL 139c	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-23	Diabásio (Dique)	X	EL 139d	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-31	Milonito	X	EL 139e1	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-38	Metagabro	X	EL 139e2	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53a	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 139f	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53b	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 139g	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53c	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 145	Anfibolito	X
EL-53d	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 148a	Anfibolito	X
EL-56	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 148b	Anfibolito	X
EL-57	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 148c	Diabásio (Dique)	X
EL-58	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 150	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-59	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 152	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-60a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 153	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-60b	Enclave xenolítico	X	EL 158	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-60c	Enclave xenolítico	X	EL 161	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-60d	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-60e	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-60f	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163c	Leucogranito (Aplito)	
EL-60g	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163d	Leucogranito (Aplito)	
EL-60h	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-171	Anfibolito	X
EL-60i	Enclave xenolítico	X	EL-176	Diabásio (Dique)	X
EL-60j	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-186a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-61	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-186b	Ortognaisse Resende Costa	
EL-75	Metapiroxenito	X	EL-186c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 79a	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-186d	Ortognaisse Resende Costa	
EL 79b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-189a	Diabásio (Dique)	X
EL 79c	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-189b	Diabásio (Dique)	
EL 83a	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-194a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83b	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-194b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83c	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-211a	Metagabro	X
EL 83d	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-211b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83e	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-211c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 86	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-236a	Anfibolito	X
EL 88	Enclave xenolítico		EL-236b	Anfibolito	X
EL 89a	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-236c	Anfibolito	X
EL 89b	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-236d	Anfibolito	X
EL 94	Anfibolito	X	EL-244a	Diabásio (Dique)	X
EL 96	Anfibolito	X	EL-244b	Diabásio (Dique)	X
EL 100	Metapiroxenito	X	EL-255a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101a	Anfibolito	X	EL-255b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101b	Anfibolito	X	EL-255c1	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101c	Anfibolito	X	EL-255c2	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101d	Anfibolito	X	EL-255d	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 102	Diabásio (Dique)	X	EL-256	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 105	Anfibolito	X	EL-257	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108c	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108d	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-259	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 111a	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-263a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 111b	Enclave xenolítico		EL-263b	Ortognaisse Resende Costa	
EL 112	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-263c	Ortognaisse Resende Costa	X

tênio por 3 minutos, fazendo com que o material ficasse com uma granulometria inferior a 200 *mesh*, ideal para sua análise química.

Tabela 2 – Amostras selecionadas para os estudos químicos.

Amostra	Litologia
EL – 4c	Dique de metagabro - diabásio
EL - 13	Anfibolito
EL - 20	Dique de metagabro - diabásio
EL – 23	Dique de metagabro - diabásio
EL - 38	Anfibolito

4.4.2 – Análise química

A análise química para elementos maiores, menores e traços foi realizada no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a partir do uso de um espectrômetro de fluorescência de raios-X Phillips modelo PW 2400 com tubo de Rh.

A perda ao fogo foi determinada através da comparação do peso da amostra antes e depois da mesma ser aquecida por 30 minutos a 950° C. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2g de pó do material com tetraborato de lítio (LiBr). Os elementos traços foram determinados com 7g do pó da amostra, prensada com 1g de aglutinante *wax*. Os elementos leves foram aferidos com as seguintes condições: detector de fluxo, cristal analisador PET/Ge e potência do tubo de 40kV – 70mA. Os elementos pesados foram analisados com detector selado, cristais analisadores LIF200/LIF200 e potência do tubo de 50kV – 50mA. Com base em análises padrões, o erro analítico relativo estimado foi: Si, Al (< 1%); Fe, Mg e Ca (1-2%); Ti, Na e K (3-5%); P e outros elementos traços (≤ 6%). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise dos seguintes padrões internacionais: NIM-P, 521-84n, GBW07112, GIT-IWG, ANRT, BE-N GIT, PM-S GIT, CRPG BR, AN-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N e CRPG GH.

4.5 – TRABALHO DE ESCRITÓRIO

Na etapa pré-campo, houve a preparação dos mapas que iriam ser utilizados. Os mapas foram adquiridos através do IBGE, em escala 1:50.000, e ampliados para a escala de 1:25.000. Após a ampliação, os mapas foram entelados para facilitar seu manuseio em campo, assim como os contatos entre as unidades anteriormente estudadas foram traçados, baseando-se nos trabalhos de Ávila (2000), Souza (2009), Vasques (2009) e Ávila (não publicado). Os

contatos plotados na base cartográfica serviram como base na realização do mapeamento geológico e na integração dos mapas.

Após a realização das análises químicas, os resultados obtidos foram plotados nos diagramas geoquímicos apropriados para sua interpretação e entendimento, usando o *software GCDkit*. A ultima etapa realizada correspondeu à confecção do mapa geológico no *ArcGis* 9.2 da ESRI através da digitalização do mapa de campo e plotagem de pontos com o auxílio do *Microsoft* Excel 2000 e elaboração do relatório final da presente monografia. As referências bibliográficas foram organizadas de acordo com as normas da Revista Brasileira de Geociências, tendo como base o volume 38, número 3 de setembro de 2008.

5 – NOMECLATURA ADOTADA

Desde o início dos trabalhos científicos, o ser humano tenta classificar seu objeto de estudo para melhor enquadrar e comparar os resultados obtidos por diferentes métodos. Este capítulo trata dos critérios utilizados para a classificação e distinção dos vários litótipos encontrados, assim como na análise das lâminas petrográficas, com uma maior ênfase para os anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes, para o gnaisse tonalítico Ramos e para os diques de metagabro - diabásio.

As denominações das unidades geológicas foram baseadas nas sugestões do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), onde o primeiro nome da rocha é normalmente dado segundo a sua classificação petrográfica e o segundo de acordo com a designação de uma localidade (vila, cidade) ou de um aspecto geográfico (rio, drenagem) da área onde aflora o litótipo. Os nomes dados para as unidades estudadas seguem esse contexto, como por exemplo, o gnaisse tonalítico Ramos, sendo uma unidade nunca antes descrita na literatura. Os critérios utilizados para sua denominação foram: sua classificação em campo (gnaisse), sua composição petrográfica (tonalito) e sua principal localidade de exposição (uma ponte sobre o rio Santo Antônio, próxima ao vilarejo de Ramos). A designação *greenstone belt* Rio das Mortes segue a preposição de Ávila *et al.*(2004).

Nas descrições das rochas ígneas, foram utilizados os seguintes critérios: granulação das rochas (Tabela 3) segundo a proposta de Williams *et al.* (1982); índice de cor (Tabela 4) baseado na proposta de Streckeisen (1976); e, para se chegar ao nome da rocha, utilizou-se a composição modal de quartzo, plagioclásio e álcali-felsdpato, que foram plotados no gráfico QAP de Streckeisen (1976) (Figura 3). O termo granito *stricto sensu* foi utilizado apenas quando, segundo as recomendações de Streckeisen (1976), a rocha é plutônica e constituída por quartzo em proporções entre 20 e 60% da soma total de quartzo + álcali feldspato + plagioclásio, e com conteúdo de plagioclásio entre 10 e 65% do total de feldspatos. Já o termo granitóide tem um sentido mais amplo, referindo-se a qualquer rocha plutônica com mais de 20% e quartzo, no gráfico QAP. O prefixo “meta” foi incluído na classificação das rochas quando apresentavam mineralogia metamórfica coexistindo com minerais reliquiares ígneos.

No estudo do granitóide Ritápolis foi empregado o sistema de mapeamento faciológico de rochas ígneas plutônicas proposto por Ulbrich *et al.* (2001), no qual são atribuídas as diferentes unidades mapeáveis uma fácies, baseado nas diferenças macro e mesoscópicas, como mineralogia, textura e estrutura. Em vista disso, foram distinguidas três

diferentes fácies no corpo estudado, sendo elas chamadas: fácies inequigranular média, fácies inequigranular grossa e fácies inequigranular média foliada.

Tabela 3 – Classificação da granulação de rocha ígnea segundo Williams *et al.* (1982).

GRANULAÇÃO	TAMANHO DOS CRISTAIS
Muito grossa	> 30 mm
Grossa	5 mm a 30 mm
Média	1 a 5 mm
Fina	< 1 mm

Tabela 4 - Índice de cor segundo Streckeisen (1976).

ÍNDICE DE COR (%)	DENOMINAÇÃO
<10	Hololeucocrática
10 – 30	Leucocrática
30 – 60	Mesocrática
60 - 90	Melanocrática
> 90	Hipermelanocrática

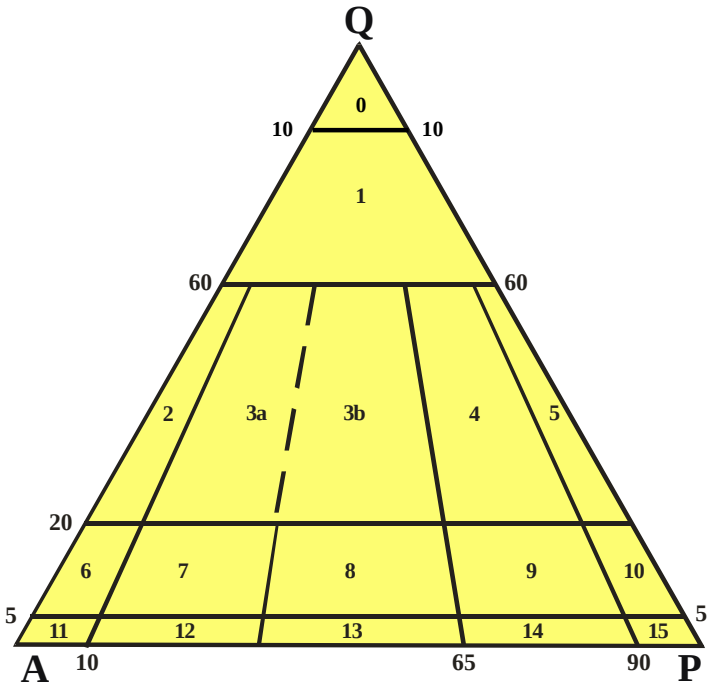


Figura 3 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as rochas plutônicas. 0 – Quartzolito 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemito. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali–feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.

Segundo Williams *et al.* (1982), o desenvolvimento das faces cristalinas em minerais pode ser dividido em: euédrico, quando o grão é completamente delimitado por faces cristalinas; subédrico, quando o grão é parcialmente limitado por faces cristalinas; e anédrico, quando o grão não possui faces cristalinas.

O termo enclave foi proposto por Lacroix em1890 (Didier & Barbarin, 1991) para designar fragmentos de rochas ou minerais inclusos em rochas de gênese posterior ou de mesma gênese. O estudo dos enclaves é de suma importância para a identificação da cronologia relativa entre corpos ígneos e destes com as rochas que ocorrem ao redor dos mesmos. Didier & Barbarin (1991) propuseram uma nomenclatura para os enclaves, baseados em sua natureza, contatos, formas e principais características (Tabela 5).

Tabela 5 – Diferentes tipos de enclaves existentes segundo Didier & Barbarin (1991).

Termo	***Natureza***	***Contato***
Xenolítico	Pedaço de rocha encaixante (*hornfels*)	Brusco, anguloso
Xenocristal	Cristal isolado estranho à rocha	Brusco, anguloso
Surmicáceo	Resíduo de fusão (restito)	Brusco, com uma crosta biotítica
Schlieren	Enclave “rompido”, “dilacerado”.	Gradual
Microgranular félsico	Dilaceração de margens mais finas	Brusco ou gradual
Microgranular máfico	Bolhas de magmas coesos	Brusco, anguloso ou arredondado
Autolítico	Ruptura e dilatação de cumulados	Predominantemente gradual

A classificação das rochas metamórficas seguiu a proposta de Yardley (1989), que utiliza o prefixo “orto” quando o protólito da rocha metamórfica é uma rocha ígnea e o prefixo “para” quando o protólito é uma rocha sedimentar.

Para as rochas anfibolíticas, foi utilizado o critério das mesmas serem rochas máficas, bandadas, composta essencialmente por anfibólio e plagioclásio, onde a diferença no tamanho dos grãos representaria uma diferença na granulação dos protólitos, em vista disso, anfibolitos finos corresponderiam a possíveis basaltos metamorfisados, enquanto anfibolitos grossos seriam equivalentes a diques ou *sills* de gabros ou diabásio. Em estudos das rochas anfibolíticas da região, Vasques (2009) subdividiu os anfibolitos em três grupos texturais – granulométricos distintos: inequigranular porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de piroxênio e plagioclásio pseudo transformados para hornblenda e plagioclásio sódico; equigranular de fina e média, onde se observou que os grãos de plagioclásio e hornblenda apresentam o mesmo tamanho; e inequigranular porfiroblástica, caracterizado pela presença de porfiroblastos de granada.

O termo gnaisse foi atribuído em campo a rochas com estruturas típicas de deformação (lineação e foliação marcantes), assim como bandamento gnáissico. Ao contrário de Cherman (2004), na presente monografia o termo gnaisse não remete apenas a rochas apresentando forte segregação metamórfica de minerais em bandas, mas também a uma forte anisotropia (orientação de cristais), gerando tanto lineações, quanto o desenvolvimento de foliação, as quais podem corresponder a características marcantes do litótipo. Rochas com tais atribuições (lineação e foliação marcantes) foram interpretadas como ortognaisses através da observação da mineralogia da rocha, de sua textura e de sua estrutura homogênea.

As texturas observadas no estudo das rochas metamáficas seguiram as designações propostas em Sial & McReath (1984), Bard (1985) e Dourado (1989), sendo elas:

- Granoblástica: textura onde os minerais apresentam relativamente o mesmo tamanho, e estes não estão orientados preferencialmente.
- Lepidoblástica: textura onde os minerais, com hábito lamelar/prismático, estão levemente orientados.
- Granolepidoblástica: é a combinação entre as texturas granoblástica e lepidoblástica, isso é, são rochas com bandas com minerais com hábito tabular levemente orientados intercaladas com bandas com minerais de mesmo tamanho, os quais não apresentam orientação preferencial.
- Porfiroblástica: textura onde se destaca a presença de minerais metamórficos de tamanho consideravelmente maior do que aqueles presentes na matriz.
- Poiquiloblástica: textura onde um mineral apresenta uma grande quantidade de minerais inclusos.
- Pseudomórfica: textura definida pela substituição parcial ou total de um mineral primário por um ou mais minerais metamórficos ou secundários, preservando a forma do mineral primordial.
- Subofítica: textura de rochas básicas vulcânicas onde o plagioclásio presente está parcialmente incluso no piroxênio.
- Ofítica: textura de rochas básicas vulcânicas onde o plagioclásio presente está totalmente incluso no piroxênio.

6 – COMENTÁRIOS DOS TRABALHOS PRETÉRITOS

A região sudeste de Minas Gerais sempre foi alvo de inúmeros estudos, devido à proximidade com o Quadrilátero Ferrífero e a possibilidade da existência de novas jazidas minerais. O mapeamento das litologias existentes na região, que ocorre desde a década de 40, propiciou um grande avanço do conhecimento geológico, mas também criou diversas nomenclaturas a medida que este conhecimento se desenvolvia, assim como diversas interpretações de sua evolução geológica regional.

Em relação às rochas metavulcano-sedimentares presentes na região, o primeiro trabalho que as abordou foi de Barbosa (1954), que reuniu na série Barbacena diversos tipos litológicos (mica xistos, clorita xistos, anfibólio xistos, queluzitos, talco xistos e calcários). Posteriormente Ebert (1956 e 1963) reuniu paragnaisses e rochas metabasíticas, presentes desde a região de Conselheiro Lafaiete até a região de Nazareno, em um conjunto chamado de série Barbacena, enquanto quartzitos, queluzitos e mica-xistos presentes nessa mesma região foram reunidos no conjunto designado de formação Lafaiete (Figura 4). Na década de 80, houve uma intensificação dos estudos nesta localidade, tendo Quéméneur & Baraud (1982) reunido os anfibolitos e os gonditos que ocorrem entre as cidades de São João del Rei e Lavras no complexo Conselheiro Lafaiete e os gnaisses, xistos, gabros e pegmatitos no complexo Barbacena (Figura 5). Houve também a proposta de chamar este conjunto de rochas como *greenstone belt* Rio das Velhas (Machado Filho *et al.*, 1983) ou supergrupo Rio das Velhas (Grossi Sad *et al.*, 1983). Neste sentido, as rochas em questão seriam englobadas ou correlacionadas a aquelas do *greenstone belt* que aflora no Quadrilátero Ferrífero.

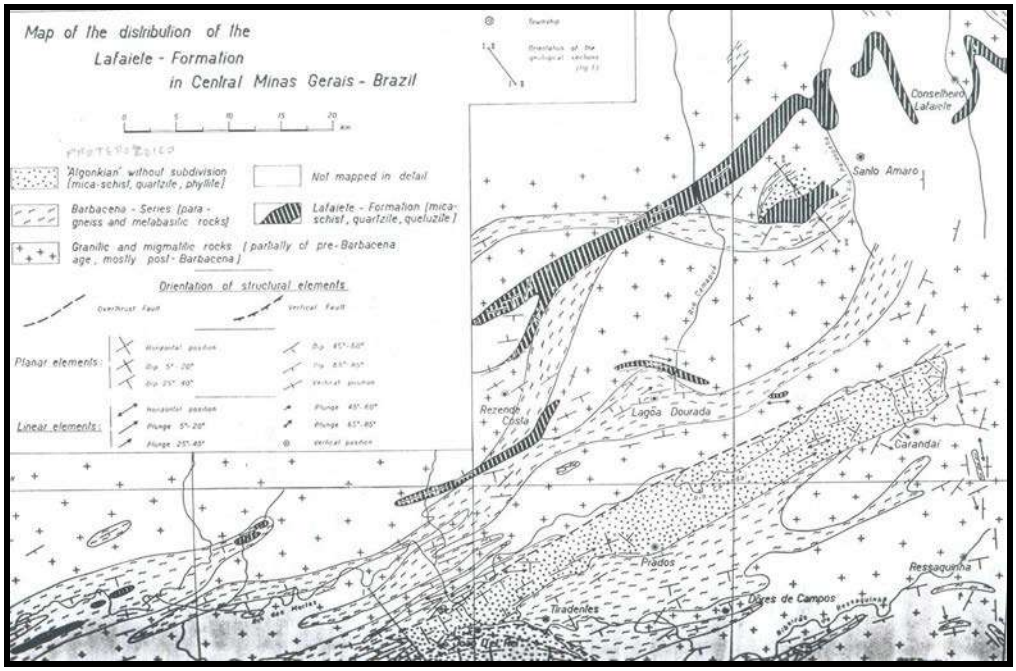


Figura 4 - Mapa geológico da região, feito por Ebert (1963)

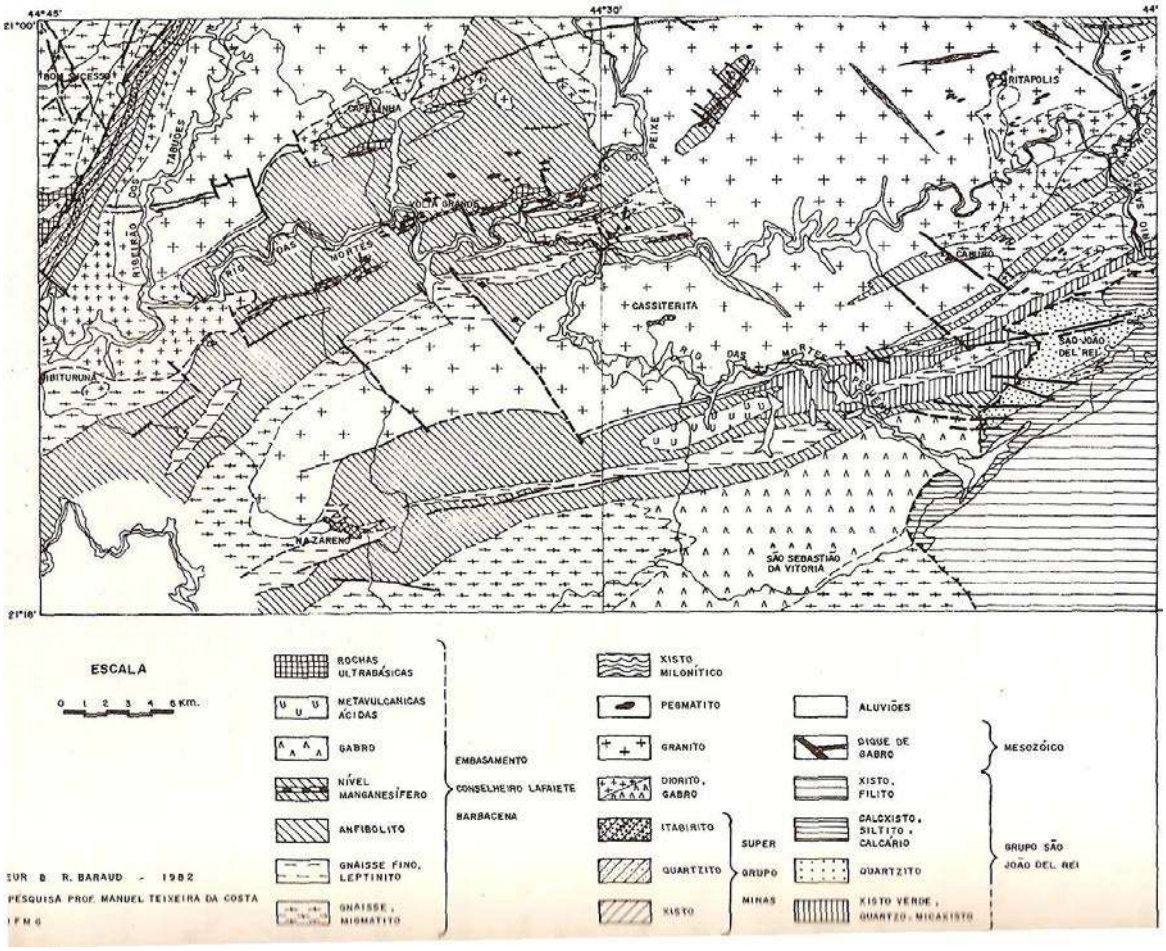


Figura 5 – Mapa geológico de Quéméneur & Baraud (1983).

Já nos anos 90, a nomenclatura utilizada hoje em dia começou a ser construída por Pires *et al.* (1990) e Pires & Pires (1992), que agruparam rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentos de origem química e clástica, que ocorrem entre as cidades de Lavras e Conselheiro Lafaiete no *greenstone belt* Barbacena. Este termo também foi utilizado por Toledo (2002) e Cherman (2004), o que colaborou para a fixação desta terminologia na literatura científica (Figura 6).

Porém, Ávila (2000), analisando as diferenças petrográficas de várias partes deste *greenstone belt*, propôs que o mesmo poderia ser subdividido em duas faixas distintas, designadas de faixa *greenstone belt* I e II. Ávila *et al.* (2004), aperfeiçoando esta idéia de separação em duas faixas, propuseram a utilização da denominação de *greenstone belt* Rio das Mortes para designar uma seqüência de rochas metamáficas intercalada com diversos pacotes de rochas metassedimentares, incluindo gonditos, filitos, filitos grafitosos e quartzitos, que ocorre ao norte da Zona de Cisalhamento do Lenheiro (Corresponderia à faixa *greenstone belt* I de Ávila, 2000) e a designação de *greenstone belt* Nazareno para uma faixa representada por abundante vulcanismo ultramáfico de composição komatiítica com

subordinado vulcanismo máfico (anfibolitos) e rochas metassedimentares, que ocorre ao sul da zona de cisalhamento do Lenheiro (corresponderia à faixa *greenstone belt* II de Ávila, 2000).

Em relação ao corpo plutônico de maior expressão da região, os primeiros trabalhos foram realizados por Guimarães & Guedes (1944) que identificaram a presença de granitos e pegmatitos nas proximidades da cidade de Ritápolis, antiga vila de Santa Rita. Ebert (1963) denominou as rochas plutônicas da região de fase granítica pós-Barbacena, enquanto Quéméneur & Baraud (1982) agruparam vários corpos graníticos e gnáissicos em uma unidade chamada batólito São Tiago. Posteriormente, Quéméneur & Baraud (1983) e Quéméneur (1987) designaram as rochas graníticas dos arredores da cidade de Ritápolis de granito Ritápolis, enquanto Pires & Porto Júnior (1986) e Pires & Pires (1992) denominaram as mesmas rochas de granito Santa Rita, já as separando dos gnaisses. Já no fim do século XX e início do século XXI, Ávila (1992 e 2000), observando a riqueza textural e composicional deste corpo, propôs o termo granitóide Ritápolis, termologia essa adotada por Vasquez (2009), Souza (2009) e Costa (2010), que também será adotada neste trabalho.

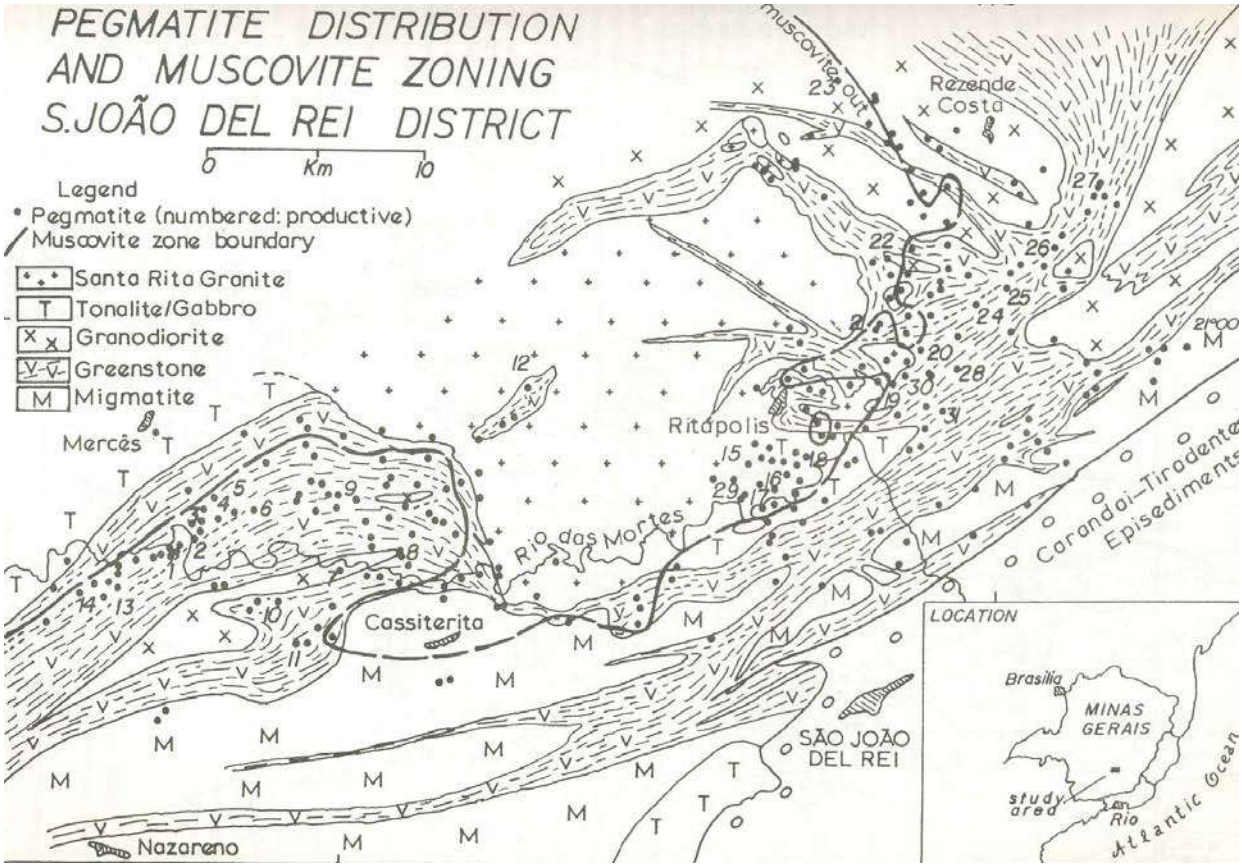


Figura 6 – Mapa geológico de Pires & Pires (1992).

7 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O cráton São Francisco ocupa uma área indo desde o litoral da Bahia até o sul de Minas Gerais e foi definido por Almeida *et al.* (1977) como uma entidade tectônica poupada pelas orogenias Brasilianas e envolta por terrenos metamórficos brasilianos. No âmbito das províncias geológicas brasileiras, ele é incluído na Província São Francisco, fazendo parte do escudo Atlântico (Figura 7).

A evolução do cráton São Francisco pode ser dividida em duas fases: a estabilização de uma crosta arqueana/paleoproterozóica, constituindo o embasamento para as coberturas sedimentares paleo – meso – neoproterozóicas; e a estabilização do substrato após a orogênia Neoproterozóica para a deposição dos sedimentos associados ao Fanerozóico.

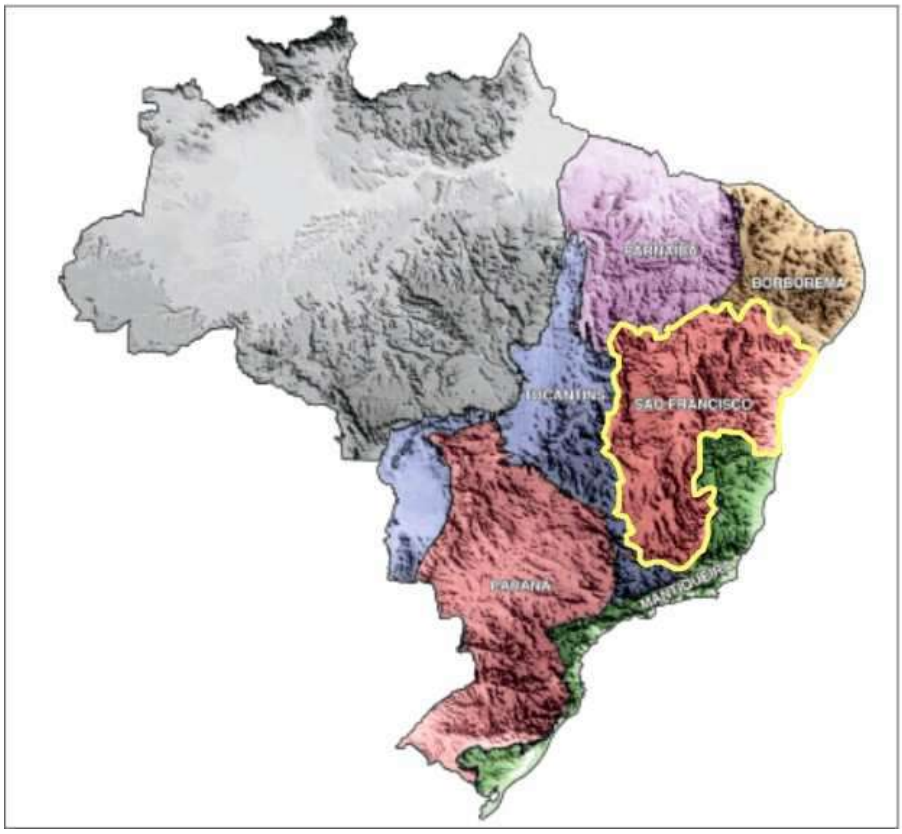


Figura 7 - Mapa das províncias do escudo Atlântico, com a província São Francisco em destaque (Delgado *et al.*, 2003).

O embasamento da bacia São Francisco aflora em duas principais localidades do cráton: uma na parte norte/noroeste, correspondendo aos blocos Serrinha, Gavião, Jequié e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá; e na borda meridional do cráton São Francisco, envolvendo a região estudada e parte do Quadrilátero Ferrífero (Figura 8). Uma correlação entre os dois blocos é especulada na literatura (Teixeira *et al.*, 2000; Alkmim, 2004). Em um contexto mais amplo, Teixeira *et al.* (2000) observa que a história geocronológica entre os

dois blocos é compatível, onde as idades dos complexos metamórficos do cinturão Mineiro são correlacionáveis com as idades de 3,4 Ga obtidas no bloco Gavião.

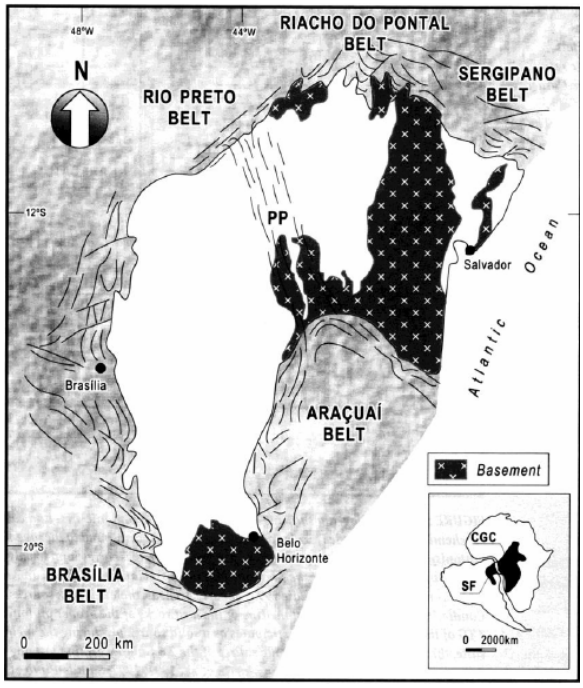


Figura 8 - Localização das rochas que compõem o embasamento do cráton São Francisco segundo Teixeira *et al*. (2000).

A borda Meridional do cráton São Francisco foi subdividida por Teixeira (1982) em dois conjuntos geocronológicos distintos, sendo um relacionado ao Arqueano e outro ao Paleoproterozóico. O conjunto Paleoproterozóico foi denominado de cinturão Mineiro e corresponde a uma estreita faixa junto ao limite cratônico ao sul do Quadrilátero Ferrífero (Teixeira, 1985; Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.* 1996, 2000). Alkmim (2004) estendeu a abrangência do cinturão Mineiro para toda a parte ao sul do embasamento do cráton que sofreu retrabalhamento no Paleoproterozóico, englobando nesse sentido as rochas arqueanas dos complexos metamórficos. Segundo Alkmim (2004), o cinturão Mineiro pode ser subdividido em: complexos metamórficos Arqueanos retrabalhados no Paleoproterozóico; *greenstone belt* Rio das Velhas; supergrupo Minas; e os granitóides Paleoproterozóicos (Figuras 9 e 10).

A evolução da borda meridional do cráton São Fransisco teve início com a formação de uma crosta siálica arqueana, hoje composta por rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas (suíte TTG), charnokitos, enderbitos, anfibolitos e gnaisses, os quais foram migmatizados e metamorfisados na fácies anfibolito a granulito (Teixeira *et al.*, 2008). Estas rochas fariam parte dos complexos Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Caeté, Campo Belo e Passa Tempo. Em uma visão mais integrada, admite-se que os protólitos dessas rochas teriam

sido formados por pelo menos dois eventos distintos a partir de 3,0 Ga (Noce *et al.*, 1998; Carneiro *et al* 1998). Posteriormente essas rochas teriam sido retrabalhadas entre 2900 – 2850 Ma. Esta interpretação baseia-se principalmente nas idades U-Pb de 2860 ± 14 Ma de migmatização dos gnaisses do complexo metamórfico Belo Horizonte.

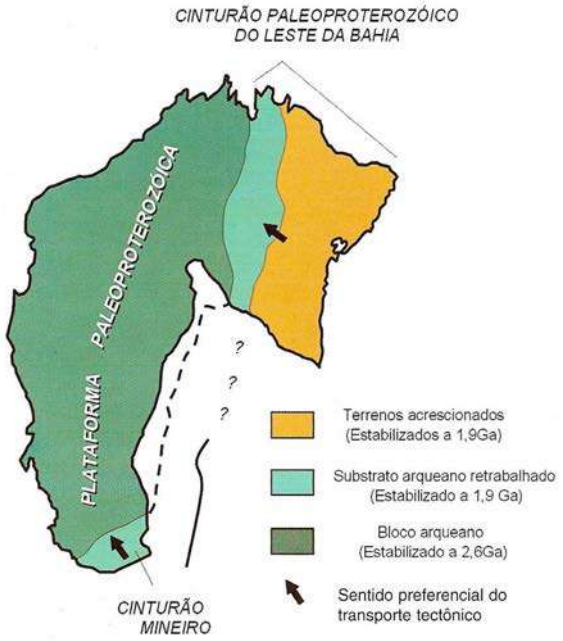


Figura 9 – Localização do cinturão Mineiro no contexto do cráton São Francisco (Alkmim, 2004).

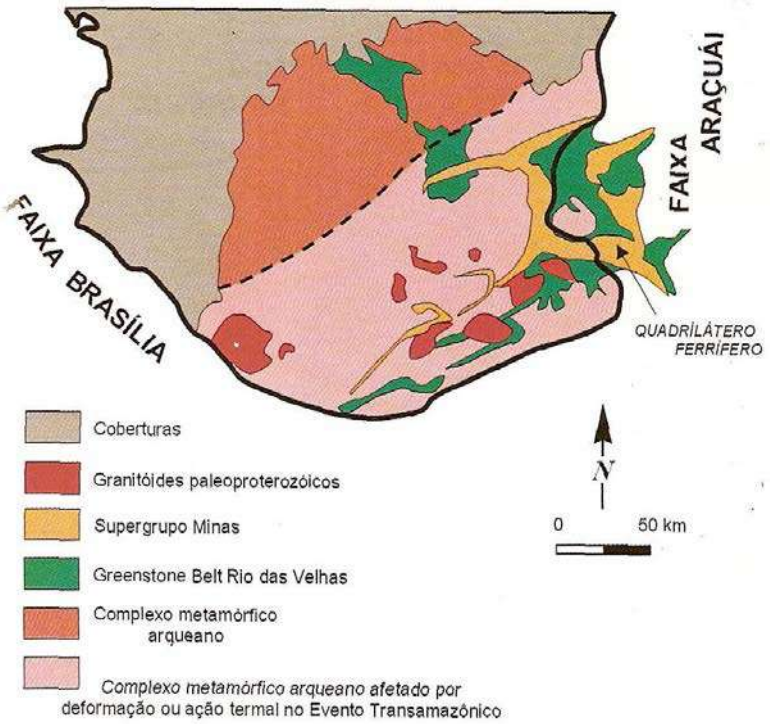


Figura 10 – Mapa da borda meridional do cráton São Francisco detalhando as principais unidades litológicas que compõem o cinturão Mineiro (Alkmim, 2004).

Dentro do contexto evolutivo do Arqueano na borda meridional do cráton São Francisco, a Orogenia Rio das Velhas teve inicio com o rifteamento da crosta siálica por volta

de 2,9 Ga (Noce *et al.*, 1998) seguido por espalhamento oceânico e abundante vulcanismo submarino do tipo MORB, de caráter toleítico, com formação de raras rochas komatiíticas e formações ferríferas bandadas (BIF) por volta de 2,8 Ga (Silva *et al.*, 2000).

O segundo estágio da orogenia foi iniciado com o surgimento de um arco de ilha devido à subducção da crosta oceânica concomitante a continuação do espalhamento oceânico. A deposição do grupo Nova Lima, que é composto por rochas vulcânicas máficas-ultramáficas, vulcanoclásticas e rochas sedimentares clásticas e químicas (Zucchetti *et al.*, 2000) se deu durante essa fase, que perdurou por um período entre 2,78 e 2,75 Ga (Silva *et al.*, 2000).

O último estágio da orogênia Rio das Velhas seria a fase compressional, de fechamento do oceano formado, que teria durado de 2,75 a 2,69 Ga (Silva *et al.*, 2000), representado pelas rochas do grupo Maquiné, que é separado em Formação Palmital, com litofácies associadas a um ambiente de costa marinha e formação Casa Forte, relacionado a um ambiente terrígeno, fluvial entrelaçado (Zucchetti *et al.*, 2000) e por corpos plutônicos, tardi a pós-tectônicos, cálcio-alcalinos e alcalinos, sendo que o plúton Brumadinho, datado em 2703 ± 24 Ma pelo método de U-Pb em zircão (Carneiro, 1992) marcaria o término desta fase da orogenia.

O espaço temporal entre 2,6 e 2,5 Ga é considerado como um período de baixa atividade tectônica, marcado, principalmente pela estabilização e cratonização da plataforma formada. A deposição dos sedimentos na paleobacia Minas teve inicio por volta de 2610 a 2580 Ma, sendo essa a idade máxima de deposição, evidenciada por datação U – Pb em zircão detrítico encontrado em quartzitos da formação Moeda, pertencente à base do grupo Caraça (Machado *et al.*, 1996). O grupo Caraça é formado por conglomerados e quartzitos em sua base (caracterizando a formação Moeda) e filitos e xistos no topo (designados de formação Batatal), sendo interpretados como uma deposição em bacia tipo *rift*. Essa sedimentação deu lugar a uma deposição em margem continental passiva representada pelo grupo Itabira (subdividido em formação Cauê - espessos pacotes de BIFs e na formação Gandarela - constituída essencialmente por dolomitos e calcáreos) de idade de deposição 2420 Ma (Pb-Pb - Babinski *et al.*,1995) Após essa seqüência foi depositado o grupo Piracicaba, que é composto pelas formações Cercadinho, Feixo do Funil, Tabuões e Barreiros. Neste grupo ocorre o predomínio em sua base de quartzitos e dolomitos, que gradam para o predomínio de filitos no topo, o que caracterizaria o afundamento da bacia. O grupo Sabará, considerado como o topo da paleobacia Minas, é composto por xistos, filitos, conglomerados, quartzitos e metavulcânicas félsicas, com idade máxima para a deposição de 2125 ± 4 Ma obtida em

zircão detrítico. O grupo Sabará é considerado como tendo sido depositado em uma bacia do tipo Flysh (Machado *et al.*, 1992), o que implicaria em deposição concomitante com a formação do cinturão Mineiro.

Corpos plutônicos formados em ambiente de margem ativa e com idades Riacianas, (entre 2250 e 2059 Ma) ocorrem em abundancia na região do cinturão Mineiro. Eles podem ser separados em pelo menos dois pulsos magmáticos distintos, com a participação de mais de um evento de subducção e consumo de crosta oceânica (Ávila, 2000; Ávila *et al.*, 2008; Teixeira *et al.*, 2008). O pulso mais antigo seria caracterizado pelas rochas plutônicas ao sul da zona de cisalhamento do Lenheiro, que cortam as rochas metamórficas máficas e ultramáficas do *greenstone belt* Nazareno; e o pulso mais novo, caracterizado pelas rochas plutônicas situadas ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro, que cortam as rochas metamáficas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes (Ávila *et al.*,2004; Teixeira *et al*., 2008).

Os *greenstone belts* citados acima trazem um problema em relação a sua posição estratigráfica. Diversos autores os englobaram dentro do *greenstone belt* Rio das Velhas (Pedrosa Soares *et al.*, 1994; Alkmin, 2004), enquanto outros sugeriram que o mesmo seja um *greenstone belt* a parte (Ebert 1963; Pires 1977; Quéméneur & Baraud 1983; Pires *et al.* 1990). Ávila (2000) e Ávila *et al.* (2004, 2006) propuseram a subdivisão deste *greenstone belt* em pelo menos três faixas distintas: a faixa Rio das Mortes (abundantes anfibolitos, gonditos e filitos com rochas metaultramáficas subordinadas), localizada ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro; a faixa Nazareno (metakomatiítos, anfibolitos e delgados níveis metassedimentares) e a faixa Dores do Campo (anfibolitos e raros quartzitos, filitos e gonditos). Estas duas faixas *greenstone* estão localizadas ao sul da referida zona de cisalhamento. Assinaturas geoquímicas e isotópicas, junto com relações de campo, corroboram com a hipótese de formação de parte desses *greenstones* no Paleoproterozóico (Teixeira & Ávila, 2007).

Noce *et al.* (2000) propuseram que a evolução de cinturão Mineiro constituiria um ciclo de Wilson completo. As fases *rifts* a *drifts* seriam caracterizadas pela deposição do supergrupo Minas (2,56 a 2,42 Ga), enquanto a fase de fechamento, com subducção e formação de margem ativa tipo andina seria representada pelo extensivo plutonismo da região entre 2,2 e 2,1 Ga. Já a fase de colisão continente-continente teria se desenvolvido entre 2,1 a 2,0 Ga. Após a estabilização da massa continental, houve a subsidência termal e o inicio da deposição das megassequências São João Del Rei (1,8 Ga), Carandaí e Andrelândia, as duas últimas de idades variando do Meso ao Neoproterozóico.

8 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

8.1 - INTRODUÇÃO

O mapeamento desenvolvido durante as atividades de campo resultou na distinção de seis unidades litoestratigráficas (Anexo I – Mapa geológico). Essas unidades foram designadas de:

1 – Gnaisse tonalítico Ramos, composto por bandas tonalíticas e anfibolíticas, bem como o mesmo é cortados por uma geração de diques tonalíticos velhos, por uma geração de diques graníticos novos e por pelo menos três gerações de corpos pegmatíticos;

2 - *Greenstone belt* Rio das Mortes, que foi subdividido nas seguintes unidades: metaultramáfica, metamáfica e metassedimentar;

3 – Ortognaisse Resende Costa, que foi subdividido em facies fina/média e facies média/grossa;

4 – Granitóide Ritápolis, subdividido em facies inequigranular média, facies inequigranular média foliada e facies inequigranular grossa;

5 – Diques de metagabro – diabásio;

6 – Sedimentos fluviais e coluvionares do Quaternário

A seguir serão descritas as principais características observadas em cada uma das unidades encontradas, com especial atenção para as rochas do gnaisse tonalítico Ramos, para as do *greenstone belt* Rio das Mortes e para os diques de metagabro – diabásio, que correspondem o foco da presente monografia.

Os sedimentos do Quaternário não serão representados no mapa, pois eles ocorrem nas margens do rio Santo Antônio e os mesmos encobririam e dificultariam a visualização de uma importante falha geológica, que coloca lado a lado diferentes litologias.

8.2 – GNAISSE TONALÍTICO RAMOS

8.2.1 – ASPECTOS DE CAMPO

O gnaisse tonalítico Ramos esta presente na porção central do mapa (Anexo I – Mapa geológico), ocorrendo em uma área muito reduzida, onde seus principais afloramentos correspondem a saprólitos (Figura 11), sendo raro encontrar afloramentos frescos (Figura 12). Esta unidade foi batizada conforme os seguintes critérios:

1) Classificação em campo como uma rocha bandada, que claramente se diferencia dos anfibolitos aflorantes em seu entorno, devido ao seu aspecto gnáissico e caráter félsico (Figura 13);

2) Composição petrográfica tonalítica, evidenciada em todas as lâminas estudadas;

3) Sua principal exposição (ponto EL – 139) ocorre próximo ao vilarejo de Ramos, sob a ponte que atravessa o rio Santo Antônio (Figura 14).

Figura 11 – Saprólito do gnaisse tonalítico Ramos, sendo esse o modo mais comum de ocorrência desta unidade.

Figura 12 – Afloramento do gnaisse tonalítico Ramos localizado no ponto EL – 128.

Figura 13 – Afloramento do gnaisse tonalítico Ramos, demonstrando seu caráter gnáissico e a presença de diversas injeções de corpos tonalíticos e pegmatíticos (ponto EL – 139).

Figura 14 – Principal ponto de exposição do gnaisse tonalítico Ramos, próximo ao vilarejo de Ramos, sob a ponte que atravessa o rio Santo Antônio (ponto EL – 139).

Outra boa exposição do gnaisse tonalítico Ramos corresponde ao ponto EL - 128, porém não foi possível coletar amostras desse ponto, pois o afloramento se localiza em uma pequena cachoeira, tendo uma superfície muito lisa, o que dificulta a sua amostragem (Figura 12).

Este gnaisse é composto por bandas milimétricas a centimétricas, ora mais máficas, ora mais félsicas (Figura 15), características de gnaisses pertencentes a terrenos de alto grau metamórfico/deformacional (Passchier *et al.*, 1990). As bandas máficas, usualmente mais espessas (Figura 16), são centimétricas, compostas por biotita, hornblenda e plagioclásio, enquanto as bandas mais félsicas são mais finas (Figura 16), de coloração branca ou cinza, compostas por plagioclásio, quartzo, biotita e mais raramente hornblenda e epidoto. A formação do bandamento gnáissico estaria associada a uma fase de deformação designada D_n.

Este conjunto é cortado discordantemente, em baixo ângulo, por diques centimétricos (Figura 17), denominados em campo de “diques tonalíticos velhos”, os quais apresentam plagioclásio, biotita, quartzo e rara hornblenda em sua composição. Esses diques tonalíticos têm, por vezes, bordas de granulação muito mais grossa do que seu interior, o que foi interpretado como uma “pegmatização” da borda (Figura 18), devido à entrada de fluidos oriundos do gnaisse encaixante. Outra característica desses diques é o grande numero de micro enclaves xenolíticos escuros, orientados segundo a direção de fluxo do dique, sendo provavelmente xenólitos das bandas máficas do gnaisse tonalítico, os quais se encontram alongados conforme a orientação da intrusão (Figura 19).

Figura 15 – Gnaisse tonalítico Ramos, composto por bandas escuras anfibolíticas (Anf) e por bandas mais claras (intercalações de níveis brancos e cinzas), milimétricas a centimétricas, de composição tonalítica.

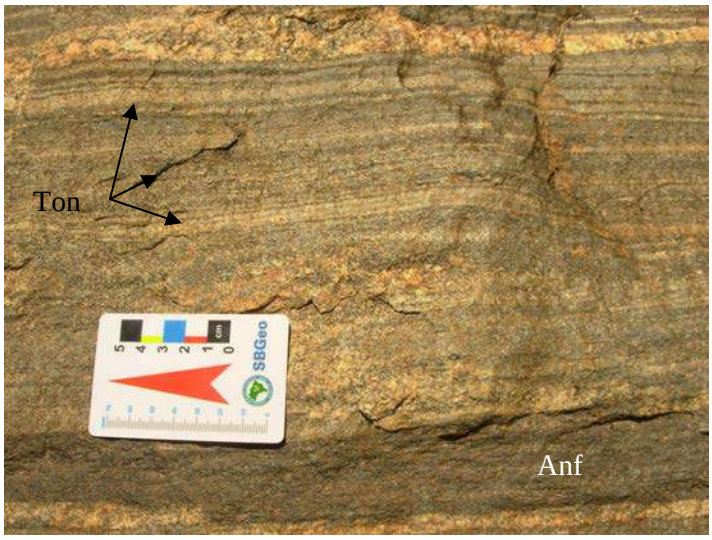


Figura 16 – Detalhe da diferença de espessura dos níveis escuros (anfibolítico – Anf) e claros (tonalítico – Ton) do gnaisse tonalítico Ramos.

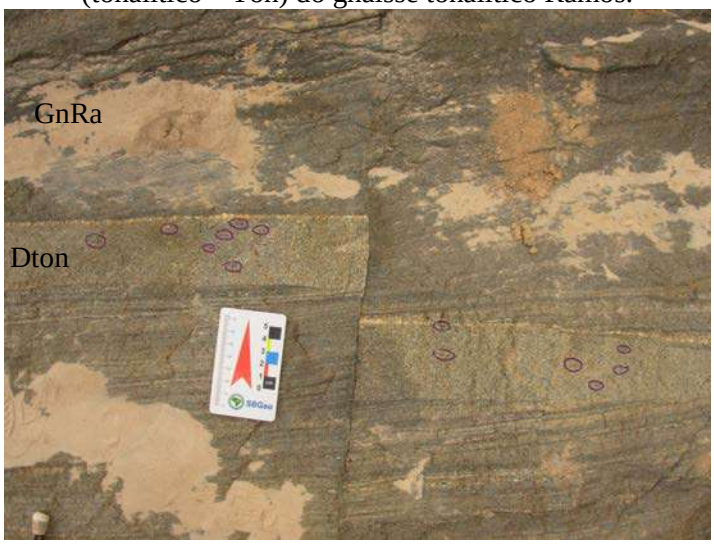


Figura 17 – Dique tonalítico (Dton) truncando, em baixo ângulo, o gnaisse tonalítico Ramos (GnRa). Notar a presença de uma falha deslocando o dique e o gnaisse.

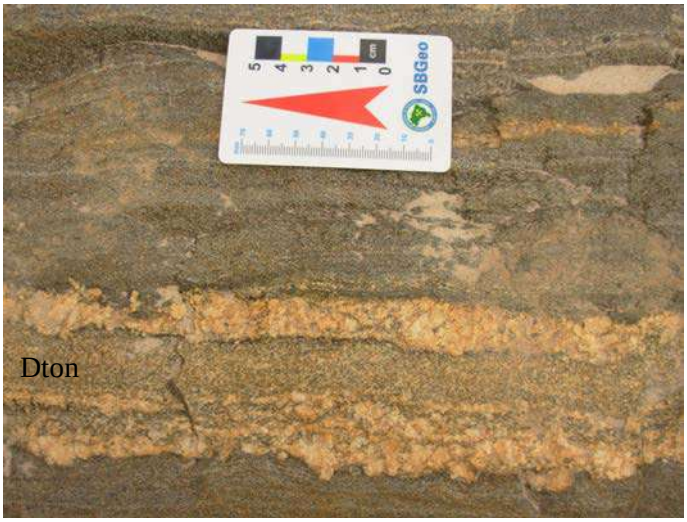


Figura 18 - Dique tonalítico (Dton) com bordas de granulação mais grossa que seu centro, possivelmente em decorrência da entrada de fluido oriundo da rocha encaixante.

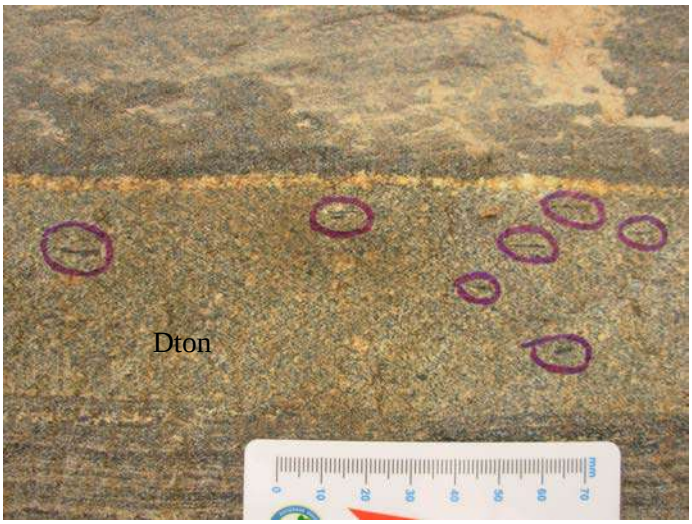


Figura 19 – Detalhe do dique de composição tonalítica (Dton) com xenólitos centimétricos de uma rocha escura, os quais estão orientados conforme a direção de fluxo do dique.

Associados aos afloramentos desse gnaisse foram identificadas pelo menos três famílias distintas de corpos pegmatitos. A primeira, mais antiga, envolve corpos pegmatíticos centimétricos, concordantes com a foliação principal da rocha gnaissica, que inclusive estão dobrados com o gnaisse (Figuras 20 e 21). A segunda família de corpos pegmatíticos também apresenta espessura centimétrica e corta os corpos da primeira geração, estando associada ao plano axial desse dobramento (Figuras 20 e 22). A terceira geração é representada por corpos mais espessos, chegando alguns a serem métricos e com granulação mais grossa (Figuras 21 e 23). Estes são discordantes à foliação principal do gnaisse, porém localmente esses pegmatitos aparecem orientados segundo a foliação (Figura 24), sugerindo que os mesmos aproveitaram planos de fraqueza pré-existentes, no caso a foliação. Em vista disso, podemos concluir que a primeira família de pegmatitos intrudiu a rocha antes do evento deformacional (D_n), enquanto a segunda família é sin a tardi a deformação principal, que ocasionou o dobramento da

foliação gnáissica, dos diques tonalíticos e pegmatitos associados (D_{n+1}), sendo a terceira família posterior à deformação, cortando discordantemente a foliação D_{n+1}.

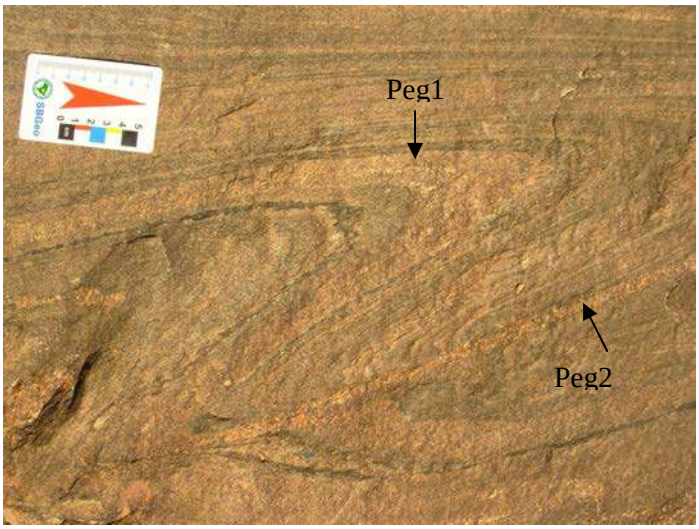


Figura 20 – Família de pegmatitos 1 (Peg1), dobrada (D_{n+1}) conforme a foliação do gnaisse (D_n) e cortada pela família de pegmatitos 2 (Peg2), associada ao plano axial desse dobramento.

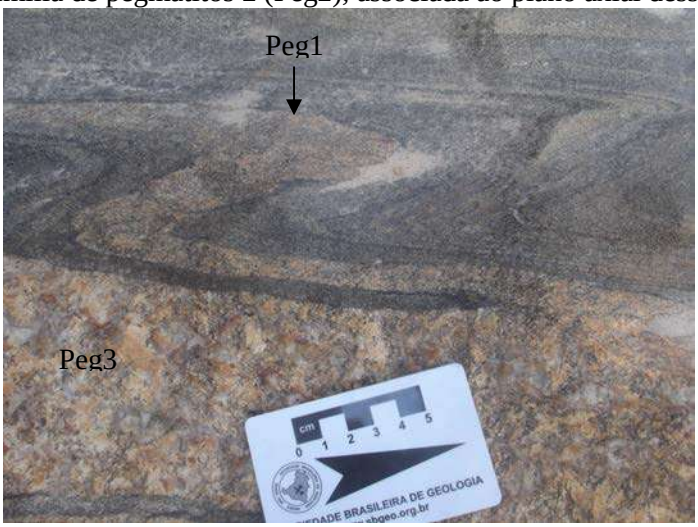


Figura 21 - Detalhe da Família de pegmatitos 1 (Peg1), concordante a foliação da rocha, sendo cortada pela família de pegmatitos 3 (Peg3), discordante desta foliação.

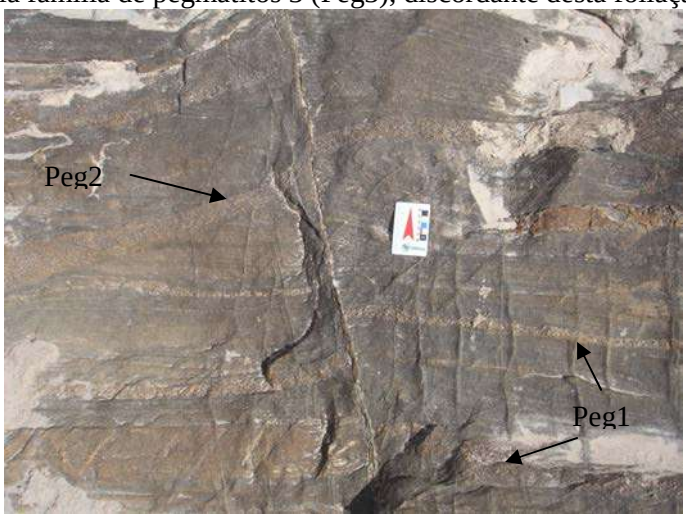


Figura 22 – Detalhe de duas famílias discordantes de pegmatitos (Peg1 e Peg2), cortadas por uma falha.

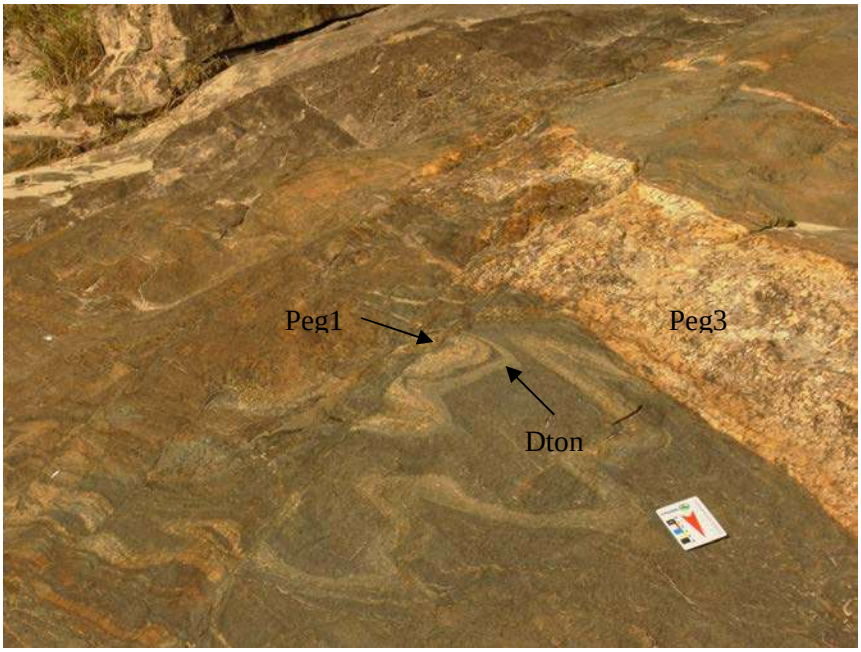


Figura 23 – Pegmatito pertencente à família 3 (Peg3) truncando a foliação da rocha gnáissica, os diques tonalíticos (Dton) e os corpos pegmatíticos 1 (Peg1).

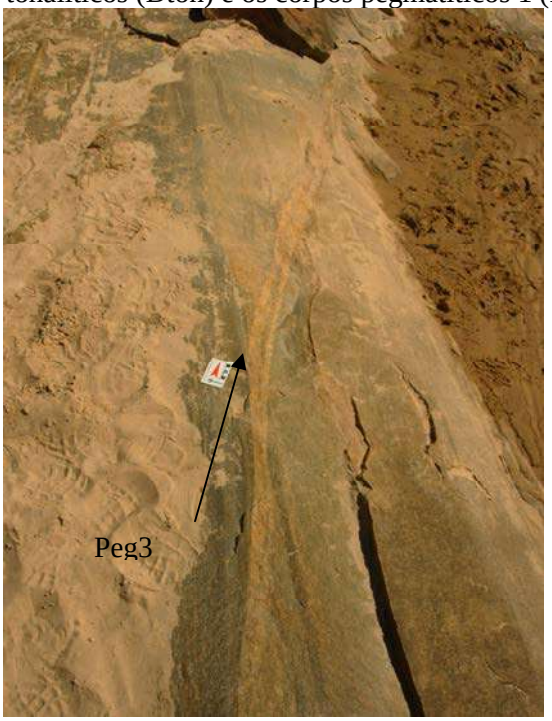


Figura 24 - Dique pertencente à família de pegmatitos 3 (Peg3) que ora é concordante a foliação do gnaisse, ora é discordante desta foliação.

O gnaisse tonalítico Ramos ainda é cortado por mais uma família de diques, de espessura métrica, composição granítica e granulação média, chamados em campo de "diques graníticos novos". Estes apresentam xenólitos centimétricos a decimétricos do gnaisse, e foram interpretados como sendo correlacionados ao granitóide Ritápolis (Figura 25).

O bandeamento principal da rocha foi dobrado, formando dobras apertadas, com medida de 234°/60º e eixo 298°/16º, tendo ainda, em sua charneira, sinais de transposição de

foliação (Figura 26). Temos então, no mínimo, duas fases de deformação, a primeira, resultante na foliação principal da rocha (D_n) e a segunda, dobrando essa foliação (D_{n+1}). A presença de um indicador cinemático em um pegmatito encontrado aponta para um movimento levógiro durante o ultimo evento deformacional (Figura 27). Diversos falhamentos foram observados no afloramento, sendo que esses cortam tanto os diques tonalíticos (Figura 17), quanto as famílias pegmatíticas 1 e 2 (Figura 22). Foi observado que essas falhas são falhas reversas, apresentando dobras de arraste entre as camadas deslocadas, provavelmente devido às falhas terem sido formadas em um ambiente rúptil – dúctil (Figura 28).

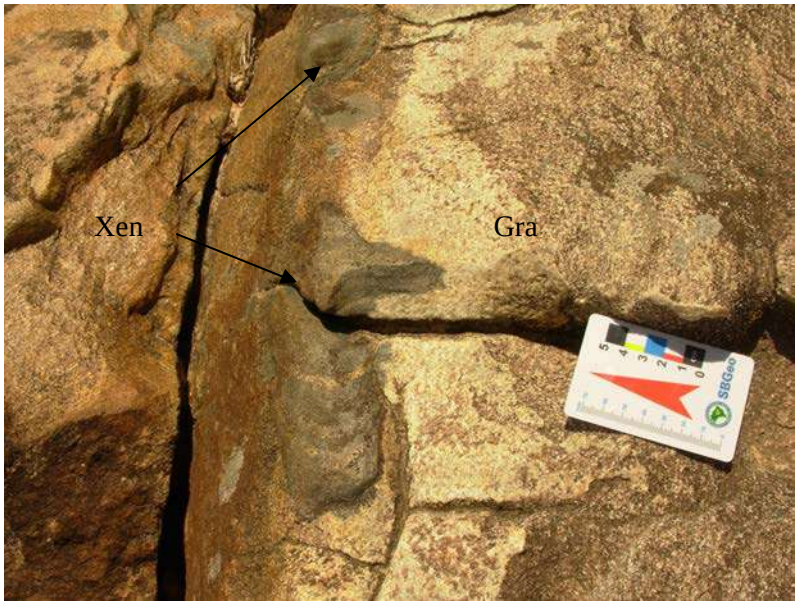


Figura 25 – Enclave xenolítico (Xen) do gnaisse tonalítico Ramos em dique de rocha granítica (Gra), correlacionada ao granitóide Ritápolis.

Figura 26 – Dobra apertada apresentando transposição de foliação na charneira.

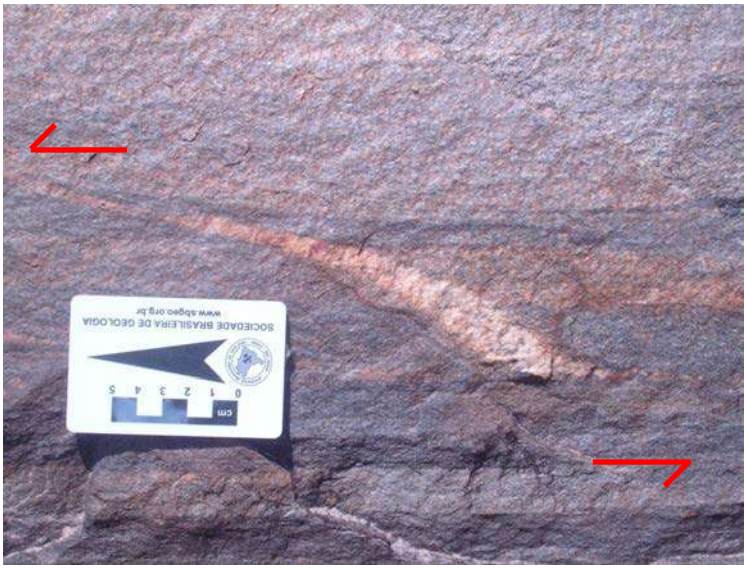


Figura 27 - Indicador cinemático apontando para um movimento levógiro.

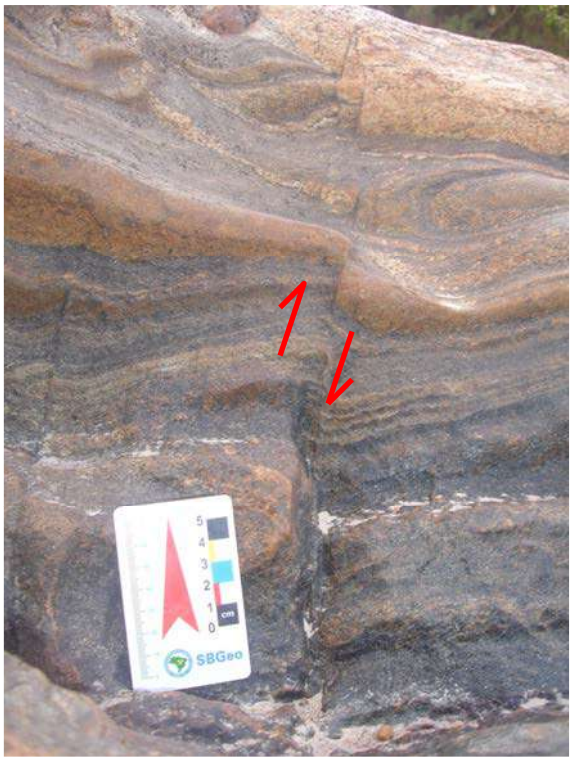


Figura 28 – Falhas reversas existentes no gnaisse.

8.4.2 – PETROGRAFIA

Devido à escassez de boas exposições de rochas frescas, apenas um ponto foi amostrado (EL-139), porém, como o referido ponto tem uma ótima exposição das litologias aflorantes, foram confeccionadas 12 lâminas para estudo em microscópio.

A principal textura metamórfica identificada foi a lepidoblástica, dada pela orientação dos grãos de biotita, hornblenda e, em menor proporção, os grãos de plagioclásio (Figura 29).

O estudo petrográfico mostrou que o bandamento félsico, de coloração esbranquiçada a acinzentada, tem como mineralogia essencial biotita, plagioclásio, hornblenda e epidoto, e como minerais acessórios allanita, apatita, titanita, quartzo, zircão, minerais opacos e como minerais de alteração clinozoisita, zoisita, sericita e clorita. Sua granulação é considerada fina, com variação dos tamanhos dos grãos de 0,3 a 0,8 mm, onde seu índice de cor é bastante variável, entre 10 e 40%, o que proporciona tonalidades desde branca até cinza. A foliação é dada principalmente pela orientação dos grãos de biotita e de plagioclásio (Figura 29).

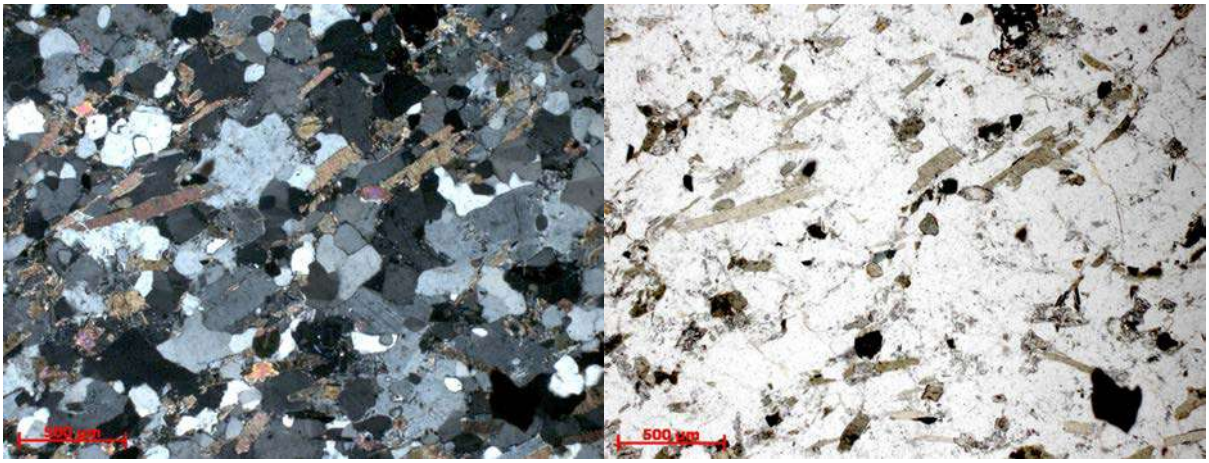


Figura 29 – Foliação da banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos evidenciada pela orientação dos grãos de biotita e plagioclásio.

Ainda em relação às bandas félsicas, o plagioclásio varia de hipidioblástico a xenoblástico, com granulação entre e 0,3 a 0,5 mm. Este se encontra fortemente epidotizado, sendo que essa feição pode ocorrer ao longo de todo o grão (Figura 30) ou estar associada a porções do mesmo (Figura 31). Essa feição indica que o plagioclásio, ou parte dele, conteria elevadas proporções de moléculas de cálcio em sua composição.

A biotita é o mineral máfico mais abundante nas bandas félsicas do gnaisse tonalítico Ramos. Esta é hipidioblástica, com hábito prismático, granulação entre 0,4 e 0,6 mm e pleocroismo de verde a marrom escuro. Outra característica da biotita é a presença de minerais opacos em suas clivagens, os quais foram formados possivelmente a partir do processo de migração ou exsolução de Fe ou Ti desta (Figura 32). A hornblenda apresenta forma predominantemente idioblástica, com 0,5 mm de comprimento em média e pleocroismo variando de verde claro a verde escuro. Esta encontra-se parcialmente substituída por biotita em suas bordas (Figura 33).

Os grãos de epidoto apresentam tamanhos por volta de 0,4 mm, forma idioblástica e ocorrem, na maioria das vezes, envolvendo grãos de allanita. O epidoto também pode ocorrer associado à biotita e hornblenda (Figura 34) e mais raramente em uma textura de

intercrescimento, que lembra um simplectito (Figura 35), apontando para uma situação de desequilíbrio.

A titanita apresenta duas gerações distintas de grãos, sendo que uma se forma ao redor dos minerais opacos, substituindo-os totalmente ou parcialmente, indicando que os minerais opacos seriam possivelmente ilmenita e/ou titanomagnetita. A segunda geração de titanita forma-se a partir da exsolução de titânio da biotita, estando associada as suas clivagens. Em relação ao metamorfismo, foram identificadas as seguintes paragêneses: biotita + hornblenda (Figura 32), biotita + hornblenda + epidoto (Figura 34) e biotita + epidoto (Figuras 33 e 36).

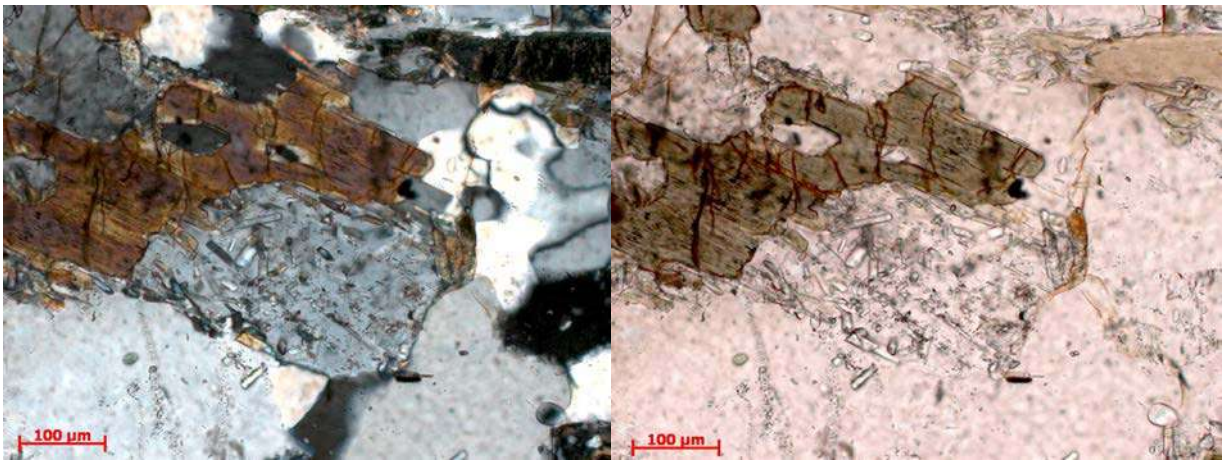


Figura 30 – Plagioclásio exibindo intensa epidotização, com o crescimento de minerais do grupo do epidoto (clinosoizita e zoizita) em banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos.

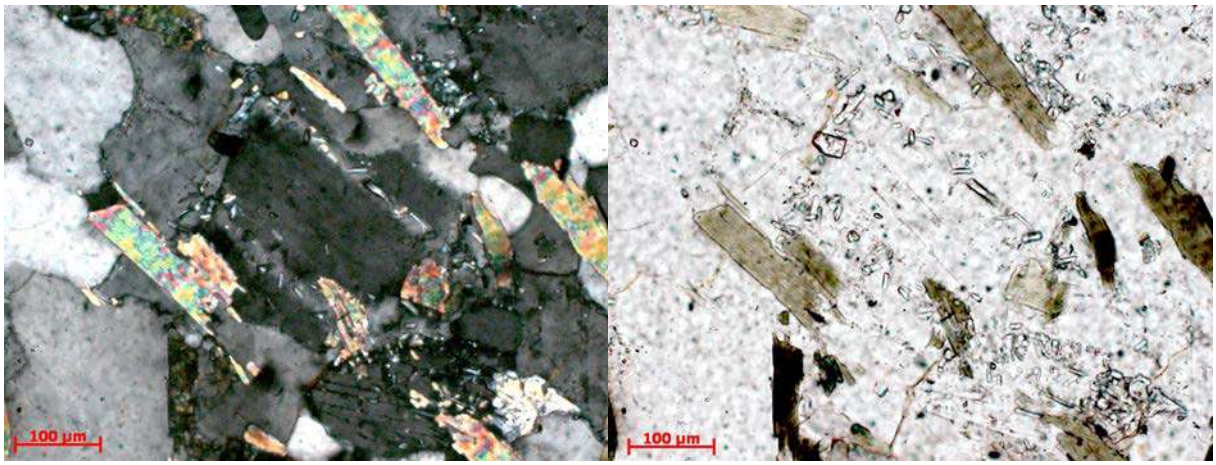


Figura 31 – Grão de plagioclásio com geminação polissintética turva. As porções claras estão fortemente substituídas por minerais do grupo do epidoto, enquanto as zonas mais escuras estão preservadas desta substituição. Banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos.

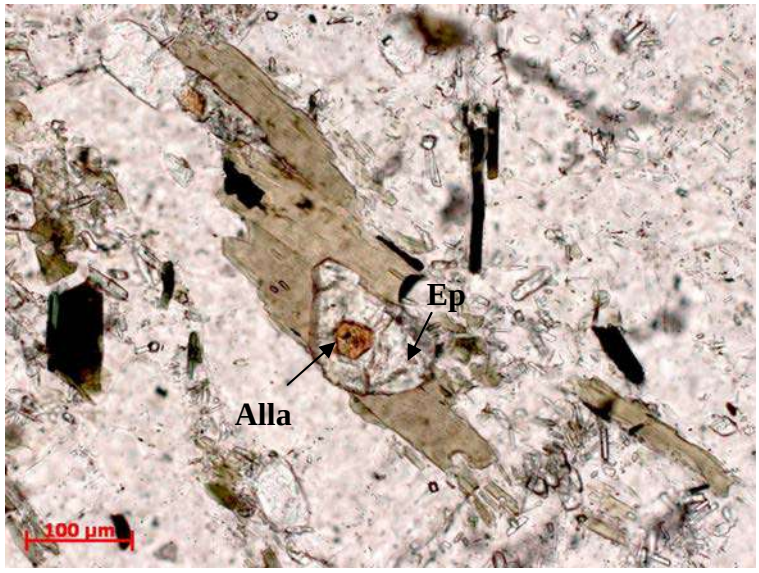


Figura 32 – Grão de biotita hipidioblástico com mineral opaco nas clivagens. Destaca-se a presença de epidoto (Ep) e allanita (Alla) associados à biotita. Banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos.

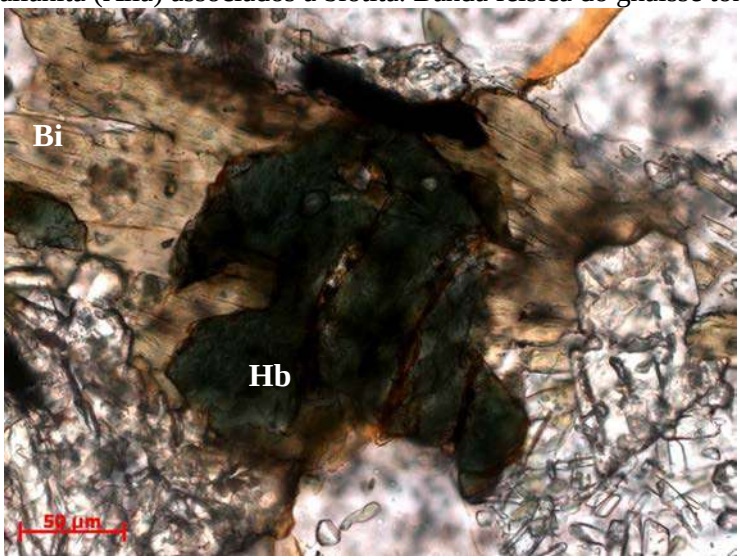


Figura 33 – Grão de hornblenda (Hb), substituído parcialmente por biotita (Bi), na banda félsica do gnaisse tonalítico Ramos.

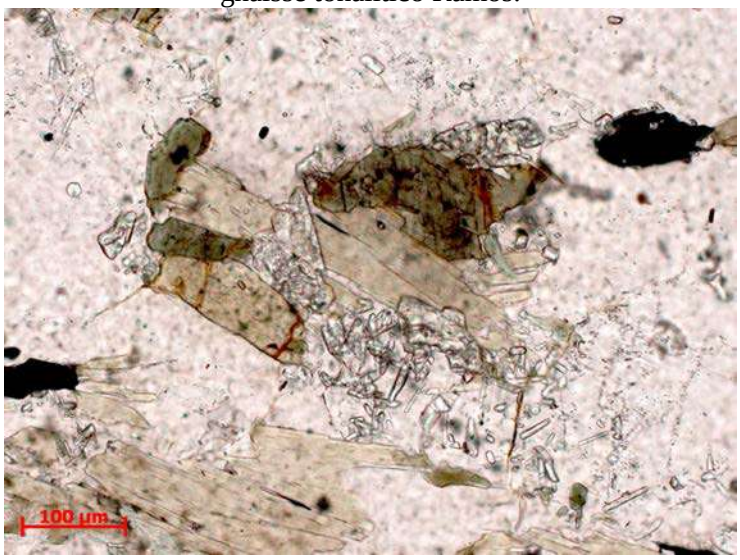


Figura 34 – Associação entre grãos de biotita, hornblenda e epidoto, sendo essa uma das paragêneses encontradas nas bandas félsicas do gnaisse tonalítico Ramos.

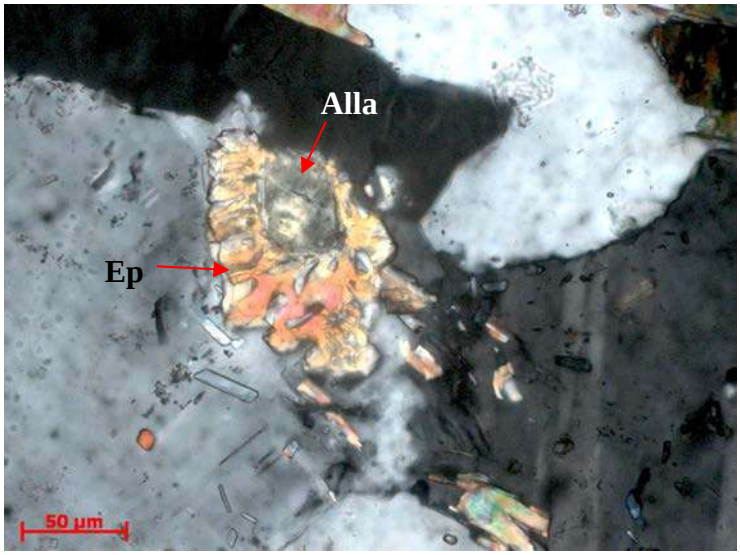


Figura 35 – Epidoto (Ep) desenvolvido ao redor de grão de allanita (Alla). Destaca-se o aspecto simplectítico do epidoto.

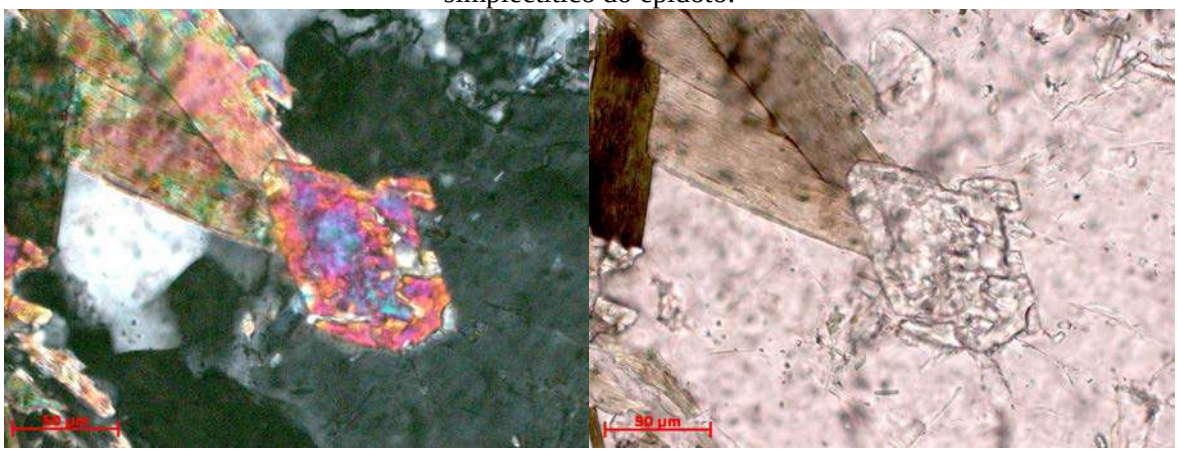


Figura 36 – Paragênese metamórfica representada pelo crescimento de grãos hipidioblásticos de epidoto e biotita.

As bandas anfibolíticas do gnaisse tonalítico Ramos são compostas por uma mineralogia semelhante à das bandas félsicas, sendo a principal diferença na proporção de minerais máficos, destacando-se a hornblenda em relação à biotita (Figura 37). Estas bandas são também de granulação fina, mas seu índice de cor é maior do que as das bandas félsicas, (por volta de 60%), possibilitando sua classificação como uma rocha mesocrática. As suas feições petrográficas são muito semelhantes daquelas descritas nas bandas félsicas, onde podemos citar: formação de biotita à custa da hornblenda (Figura 38), porém em uma intensidade muito menor do que nas bandas félsicas; presença de hornblenda e biotita idioblásticas; caracterização de duas gerações distintas de titanita, uma se desenvolvendo ao redor dos minerais opacos (Figura 39) e a outra crescendo ao longo das clivagens dos grãos de biotita (Figura 40); extensa epidotização do plagioclásio (Figura 41).

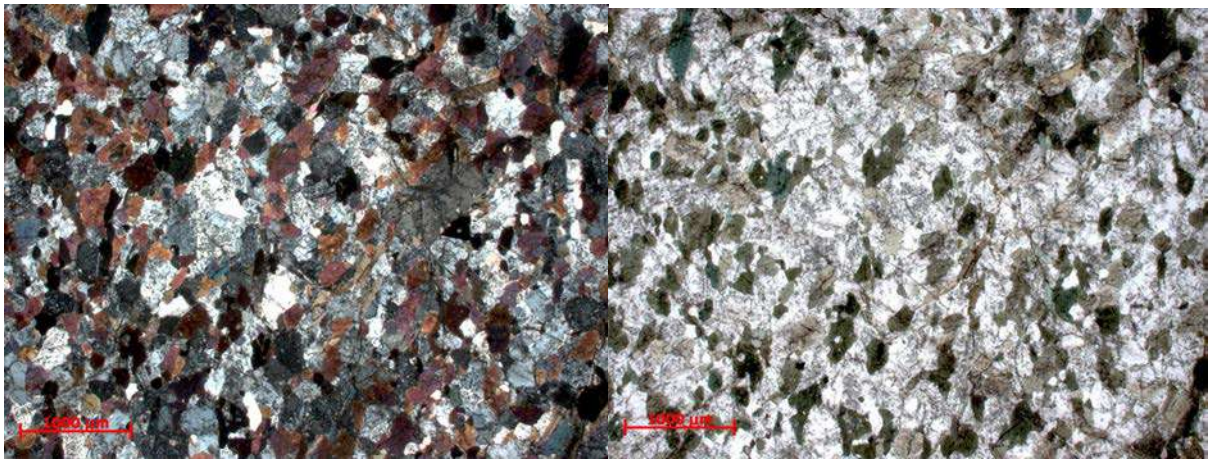


Figura 37 – Aspecto geral das bandas anfibolíticas do gnaisse, onde pode-se observar a ampla distribuição de hornblenda e plagioclásio.

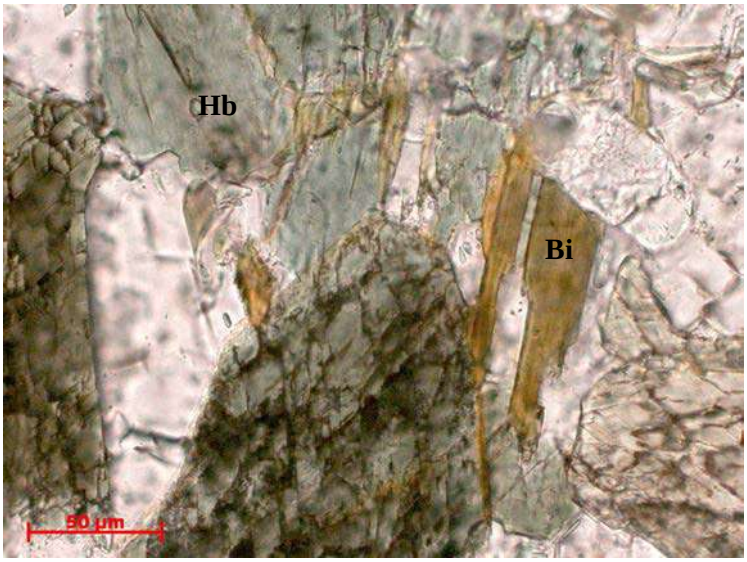


Figura 38 – Substituição da hornblenda metamórfica (Hb) por biotita metamórfica (Bi) na banda anfibolítica do gnaisse.

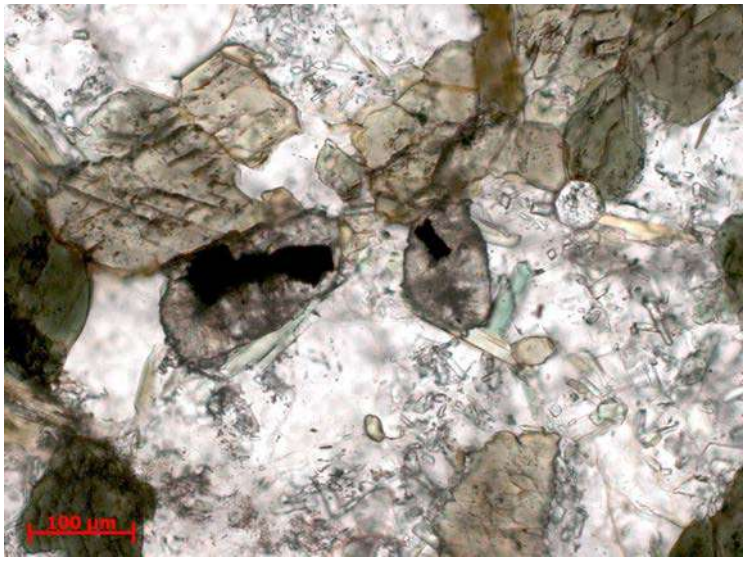


Figura 39 – Mineral opaco parcialmente substituído por titanita de origem metamórfica.

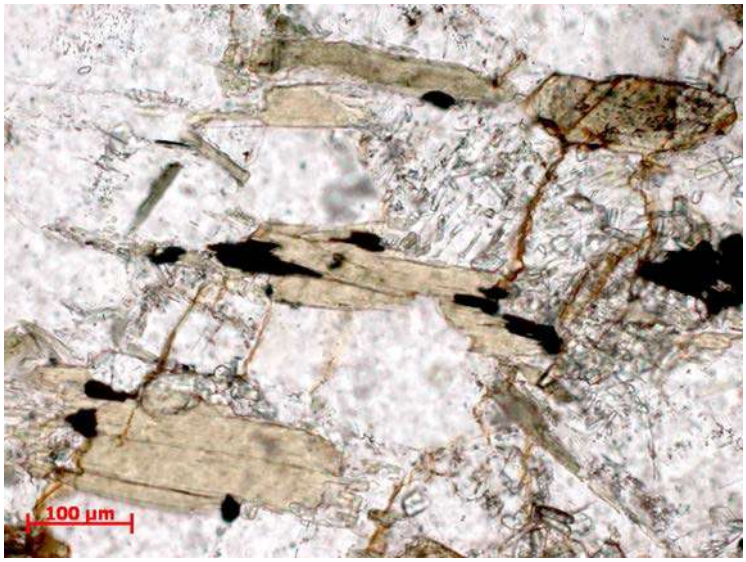


Figura 40 – Grãos de minerais opacos distribuídos ao longo das clivagens e nas bordas dos grãos de biotita.

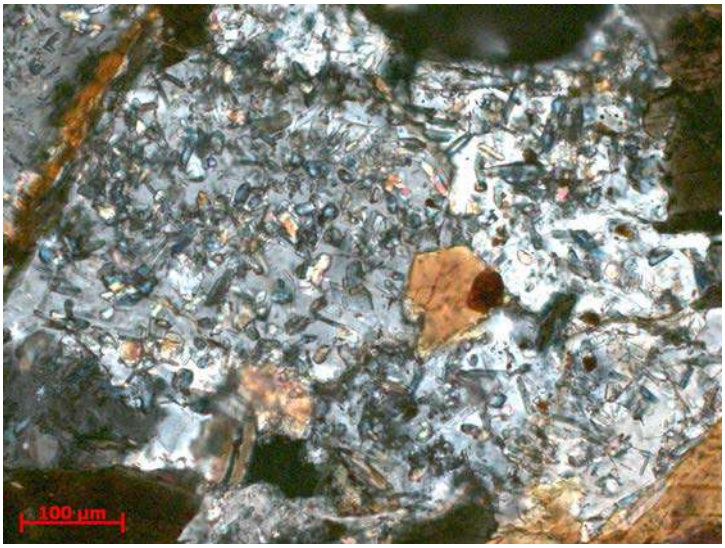


Figura 41 – Cristal hipidiomórfico de plagioclásio fortemente epidotizado e sericitizado, apontando para composição levemente cálcica do mesmo.

A presença de intensa cloritização dos grãos de biotita (Figura 42) é uma feição diferencial entre as bandas máficas e félsicas, já que as bandas félsicas não apresentam tal característica. Destaca-se, inclusive, que alguns grãos de biotita foram totalmente cloritizados e que titanita cresceu ao longo dos planos de clivagem ou nas bordas desses grãos (Figura 43) em contato com plagioclásio. Próximo à borda dos diques tonalíticos foi observado o crescimento de grãos de biotita idioblástica marrom, em certas porções da rocha, seguindo uma direção preferencial, em contrapartida as suas proximidades, ricas em hornblenda (Figura 44). A proximidade com os diques citados leva a uma interpretação que essa feição foi gerada a partir da entrada de fluidos magmáticos que circularam pela encaixante, enriquecendo em potássio a hornblenda e a transformando em biotita.

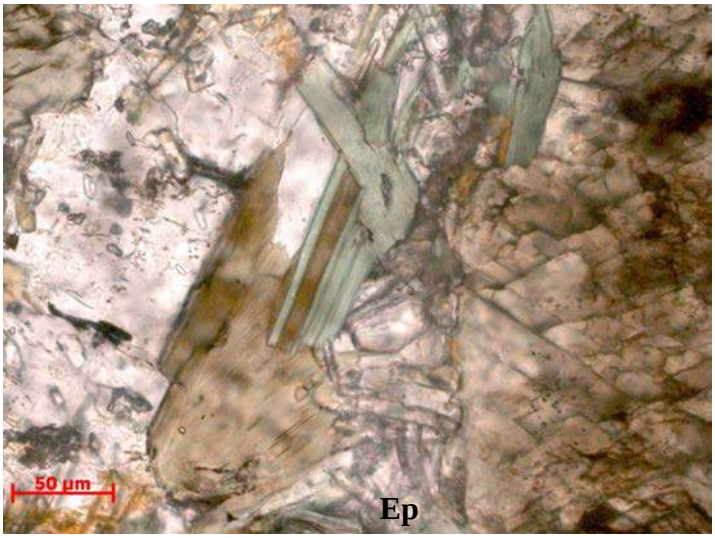


Figura 42 – Cloritização parcial de um grão de biotita. Destaca-se o crescimento de epidoto (ep) associado à região de contato entre biotita e anfibólio.

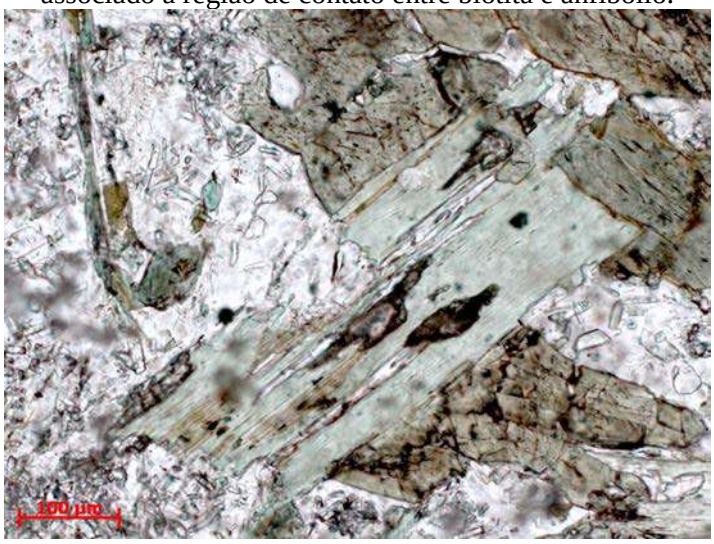


Figura 43 – Biotita completamente cloritizada, onde destaca-se a presença de grãos de titanita, possivelmente formada a partir da exsolução de Ti da biotita e aporte de cálcio do plagioclásio.

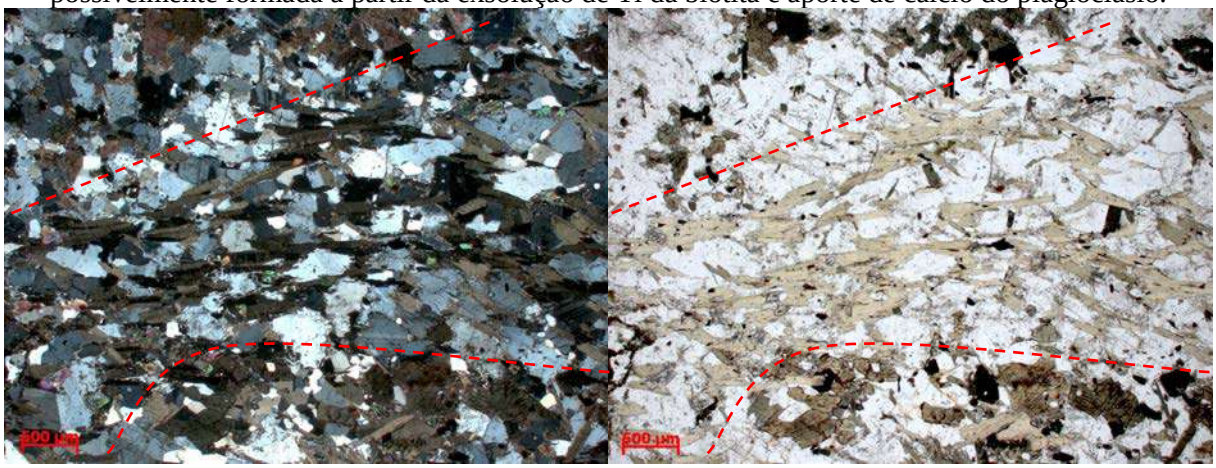


Figura 44 – Faixa de transformação dos grãos de anfibólio para biotita, provavelmente devido à interação de fluidos oriundos do “dique tonalítico velho”.

Essas características trazem alguma luz quanto à ordem de evolução metamórfica, já que temos primeiramente a hornblenda metamórfica, sendo substituída pela biotita, também

metamórfica, indicando metamorfismo retrógado. Conjuntamente, houve o crescimento da titanita e dos minerais opacos associados à biotita. Modificações de natureza provavelmente hidrotermal são evidenciadas pela substituição da biotita metamórfica por clorita e pelo crescimento de uma segunda geração de biotita. Pode-se interpretar que as bandas anfibolíticas corresponderiam a diques ou soleira de rochas básicas que teriam intrudido o protólito do gnaisse, sendo em seguida deformadas e metamorfisadas juntamente com ele.

Os diques denominados em campo de "diques tonalíticos velhos" são leucocráticos, com índice de cor por volta de 13%, apresentam composição tonalítica no diagrama QAP (Figura 45), possuem granulação fina, com grãos entre 0,2 e 0,8 mm, textura equigranular hipidiomórfica (Figura 46) e são constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, allanita, hornblenda, titanita, zircão, apatita e minerais opacos, tendo como minerais de alteração sericita, clinozoisita, zoizita e clorita. O plagioclásio é hipidiomórfico, varia entre 0,5 e 0,8 mm, raramente apresentando mais do que 1 mm de tamanho. Destaca-se a presença de zoneamento concêntrico (Figura 47). A alteração do plagioclásio presente nos "diques tonalíticos velhos" é diferente daquela observado no plagioclásio das bandas máficas e félsicas do gnaisse tonalítico Ramos, pois no plagioclásio dos diques a sericita é muito abundante, enquanto zoisita e clinozoisita são mais raras. Esta feição aponta que o plagioclásio dos diques seria menos cálcico do que o plagioclásio das bandas máficas e félsicas do gnaisse tonalítico Ramos.

A biotita é hipidiomórfica, possui entre 0,2 e 0,5 mm de comprimento e esta alterada para clorita. Associado a biotita ocorrem grãos hipdiomórficos de epidoto, bem como crescem minerais opacos ao longo de suas clivagens (Figura 48).

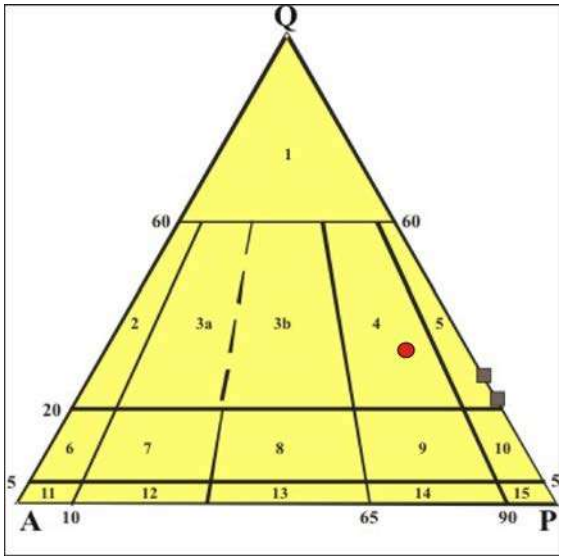


Figura 45 – Diagrama QAP com as três amostras dos diques que cortam o gnaisse, mostrando sua classificação composicional. Legenda: quadrado marrom - diques tonalíticos velhos. Círculo vermelho - dique granodiorítico novo.

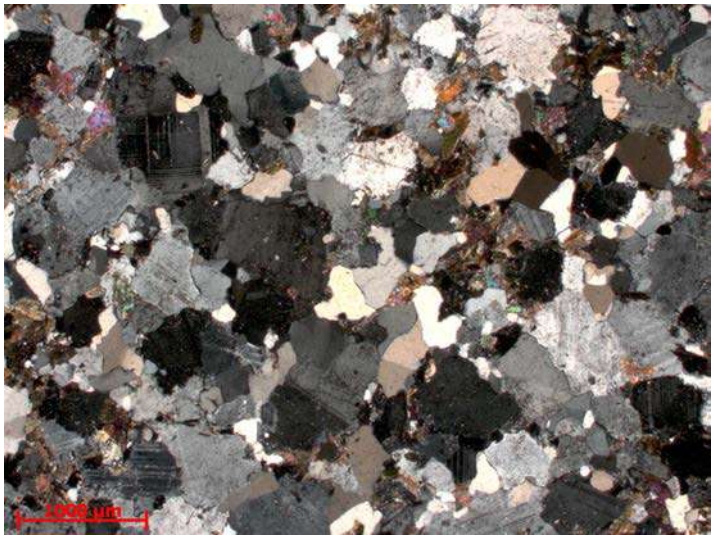


Figura 46 – Textura equigranular hipidiomórfica do “dique tonalítico velho”, marcada principalmente pela forma dos grãos de plagioclásio, enquanto o quartzo é xenomórfico.

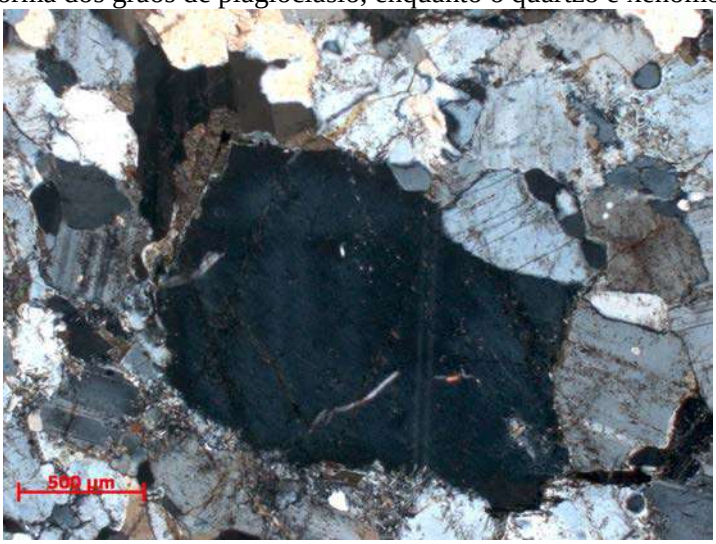


Figura 47 – Grão de plagioclásio com zonamento concêntrico.

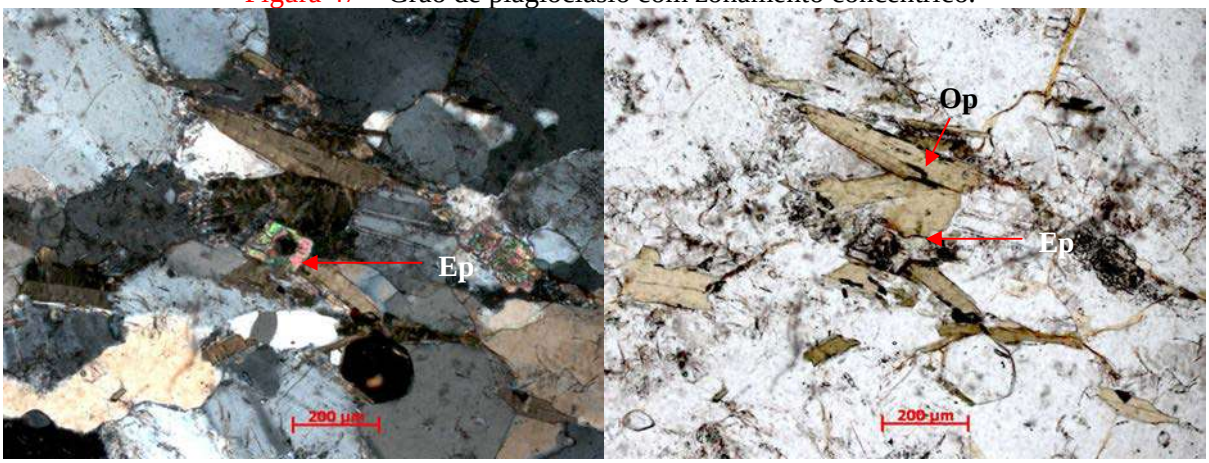


Figura 48 – Grãos de biotita hipidiomórficos (possivelmente ígneos) associados com allanita, que é envolvida por epidoto (ep) hipidioblástico. Destaca-se, ainda, a presença de grãos de minerais opacos (op) que de desenvolvem ao longo dos planos de clivagens da biotita.

O dique granodiorítico chamado em campos de “diques graníticos novos” é leucocrático, com índice de cor por volta de 7%, apresenta composição granodiorítica (Figura

45), granulação média, com grãos de 1 a 2 cm, textura inequigranular xenomórfica (Figura 49), localmente porfirítica com fenocristais de plagioclásio. São constituídos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, epidoto, allanita, apatita, zircão, hornblenda e muscovita. O quartzo aparece intensamente deformado e recristalizado, algumas vezes em formas de fitas, enquanto o plagioclásio encontra-se alterado para sericita e, mais raramente, para minerais da família do epidoto (Figura 50). Destaca-se que o plagioclásio apresenta uma textura de corrosão, provavelmente devido a um processo de reabsorção do cristal pelo magma, que é posteriormente envolvido por cristais de K-feldspato (Figura 50). Grãos de zoisita com zoneamento para epidoto ocorrem sobrecrescidos no plagioclásio (Figura 51). Essas características são abundantemente encontradas nas rochas do granitóide Ritápolis (Ávila, 2000; Souza, 2009; Costa, 2010).

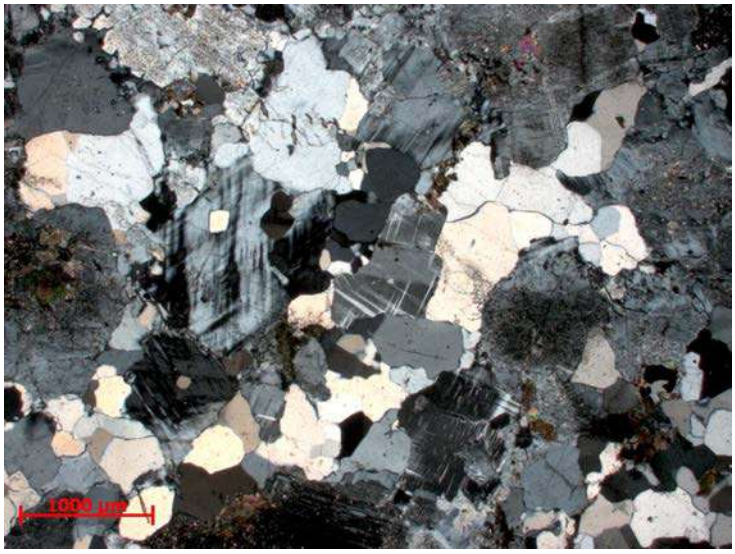


Figura 49 – Textura inequigranular xenomórfica do “dique granítico novo”, destacando-se o arranjo entre os grãos de quartzo e microclina.

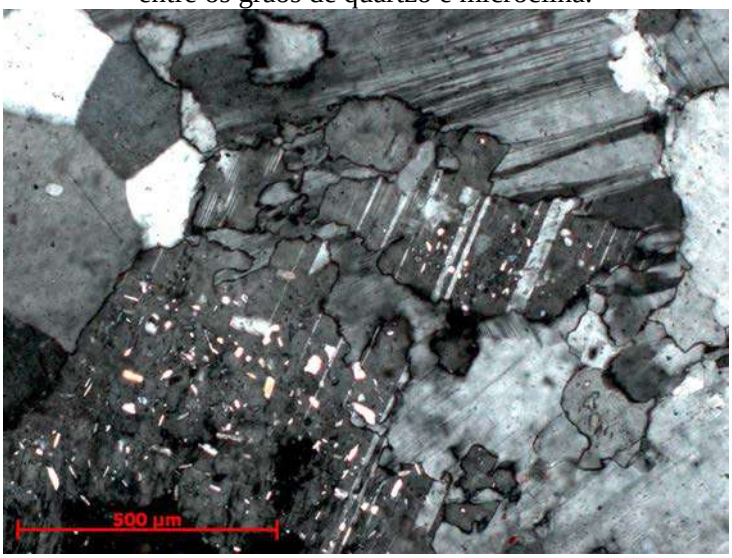


Figura 50 – Plagioclásio sericitizado e com feições típicas de corrosão (embaiamento), onde sua geminação polissintética é truncada pelo crescimento de microclina, ocasionando a formação de “ilhas” de plagioclásio sericitizado inclusas na microclina.

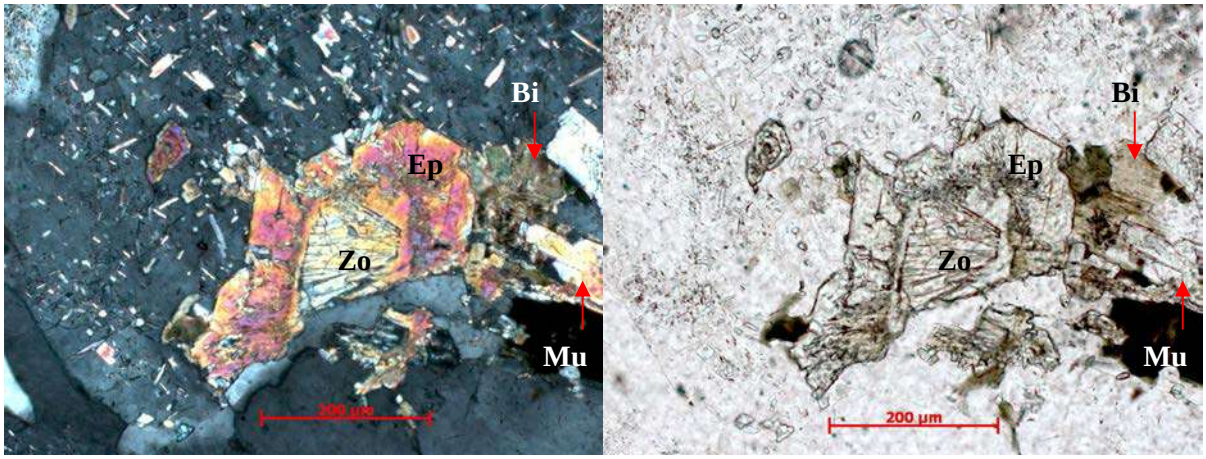


Figura 51 – Grão de zoisita (Zo) com zonamento para epidoto (Ep) e em paragênese com biotita metamórfica (Bi) e muscovita (Mu). Todo o conjunto está sobrecrescido no plagioclásio.

8.3– *GREENSTONE BELT* RIO DAS MORTES

O *greenstone belt* Rio das Mortes tem ampla distribuição na região mapeada, tendo sua predominância a sul, sudeste e noroeste da área (Anexo I – Mapa geológico). Este conjunto de rochas é representado principalmente por rochas metamáficas, metassedimentares e muito restritamente, por rochas metaultramáficas. Em um sentido mais amplo, o *greenstone belt* Rio das Mortes foi dividido em três unidades distintas, representadas por:

1) Unidade metaultramáfica, de ocorrência muito restrita representada por um único corpo metapiroxenítico;
2) Unidade metamáfica, que predomina no *greenstone belt* Rio das Mortes e é representada por dois conjuntos de rochas anfibolíticas distintos: anfibolitos finos a médios (raramente granadíferos) e anfibolitos com clinopiroxênio;
3) Unidade metassedimentar, que é composta por uma associação de gonditos e filitos amarronzados a avermelhados, raramente intercalados com quartzitos.

8.3.1 – UNIDADE METAULTRAMÁFICA

8.3.1.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Esta unidade tem ocorrência muito restrita, se limitando a um único corpo alongado isolado na porção central do mapa (Anexo I – Mapa geológico). Sua ocorrência é predominantemente na forma de escassos blocos (Figura 52) de uma rocha designada em campo de metapiroxênito. Esses blocos ocorrem associados a um clorita xisto, de ocorrência muito restrita, sendo encontrado em um único ponto (EL-100). O elevado grau de alteração intempérica do clorita xisto não permitiu a coleta de amostras para estudo petrográfico.

A utilização da designação de metapiroxênito para essas rochas está relacionada à presença de grãos bem desenvolvidos de hornblenda (variam de 7 a 35 mm) formados a partir da substituição de antigos cristais de clinopiroxênio. Os cristais de hornblenda são envoltos por uma matriz afanítica esverdeada (Figura 53), o que confere a rocha um índice de cor, a olho nu, de 95%, classificando-a como hipermelanocrática. Os grãos maiores de hornblenda chegam, algumas vezes, a representar 60% da rocha, que aliado à alteração intempérica realçam uma feição marcante (aspecto encaroçado - Figura 54), o que facilita sua identificação no campo. As rochas metapiroxeníticas são cortadas por veios de quartzo e por pegmatitos centimétricos (Figura 54).

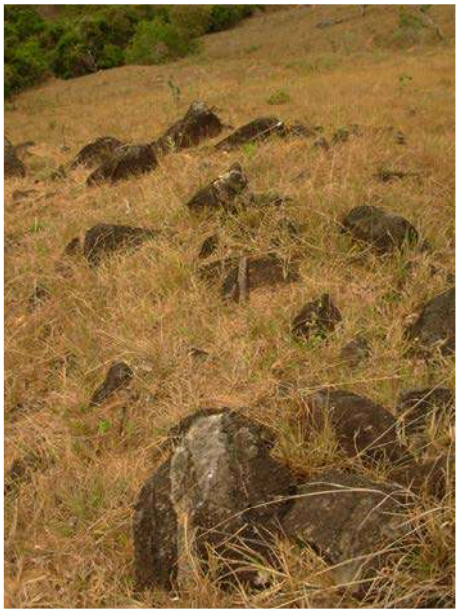


Figura 52 - Blocos do metapiroxênito na encosta de um morro refletindo a principal forma de ocorrência dessas rochas.

Figura 53 - Aspecto geral da rocha metapiroxenítica onde destaca-se a grande quantidade de grãos centimétricos de hornblenda (verde escuro), em meio a uma massa mais fina de coloração verde clara.

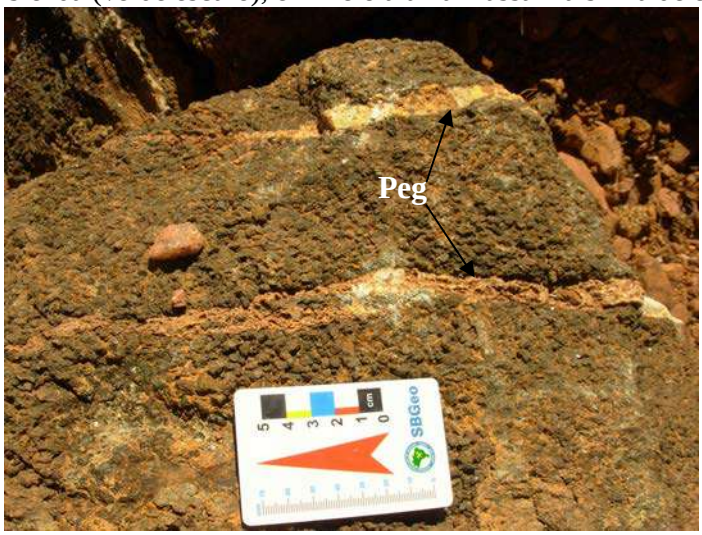


Figura 54 - Bloco metapiroxenítico com feição encaroçada. Detalhe para a presença de veios pegmatíticos (Peg) milimétricos cortando a rocha metapiroxenítica.

8.3.1.2 – PETROGRAFIA

Foram estudadas três lâminas petrográficas dos principais pontos de exposição da rocha metapiroxenítica, sendo eles EL-75, 94 e 100. As rochas analisadas são inequigranulares porfiroblásticas, onde a textura ígnea cumulática está localmente preservada. O metapiroxênito apresenta mineralogia monótona, sendo constituído principalmente por clinopiroxênio (diopsídio), enquanto plagioclásio, minerais opacos e zircão são mais escassos. Olivina está presente em grande quantidade (35%) em somente uma amostra, enquanto titanita, epidoto, hornblenda e sericita são minerais tipicamente metamórficos.

O diopsídio é o principal constituinte da matriz da rocha, sendo que seus grãos variam de idiomórficos a hipidiomórficos, com tamanho entre 0,1 e 2mm, indicando que a rocha em questão apresentava granulação fina a média. Devido à forma idiomórfica dos seus grãos, o diopsídio foi interpretado como sendo um mineral *cumulus* (Figura 55). Um aspecto muito comum em todas as lâminas é a substituição parcial (Figura 55) ou completa do diopsídio por hornblenda verde. O plagioclásio tem tamanho inferior a 0,1mm, forma xenomórfica e ocorre preenchendo os interstícios entre os grãos de diopsídio, sendo, portanto, considerados como um mineral *intercumulus* (Figura 56). Este se altera fortemente para minerais do grupo do epidoto, e mais raramente, para sericita. O zircão é escasso, apresenta forma idiomórfica, tamanho submilimétrico e está incluso ou associado ao diopsídio.

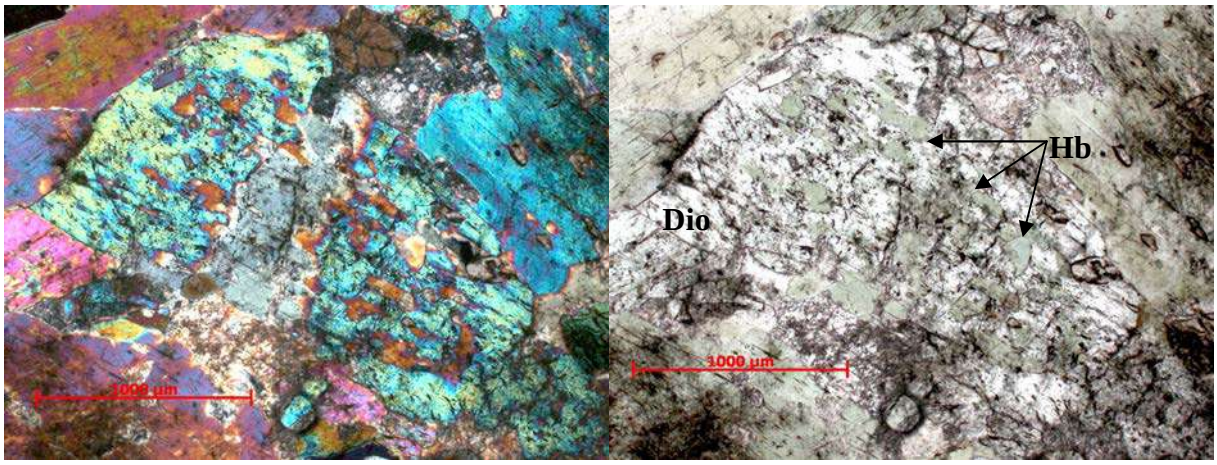


Figura 55 – Substituição parcial de um grão maior de diopsídio (Dio) por um conjunto de grãos de hornblenda (Hb).

A hornblenda é representada por porfiroblastos com tamanho variando de 7 a 35mm (Figuras 53 e 57), que apresentam forma desde idioblástica a hipidioblástica, bem como por grãos submilimétricos xenomórficos, estando em ambos os casos associada à substituição parcial ou completa dos grãos de clinopiroxênio. Localmente, os porfiroblastos de hornblenda envolvem grãos milimétricos de diopsídio, lembrando uma textura poiquiloblástica (Figura

58). A titanita e os minerais opacos estão associados às clivagens da hornblenda e foram formados possivelmente por um processo de transferência ou perda de Fe e Ti do clinopiroxênio durante o metamorfismo (Figura 59). A substituição parcial do clinopiroxênio por hornblenda indica uma feição de pseudomorfismo da hornblenda, que assumiu a forma do clinopiroxênio.

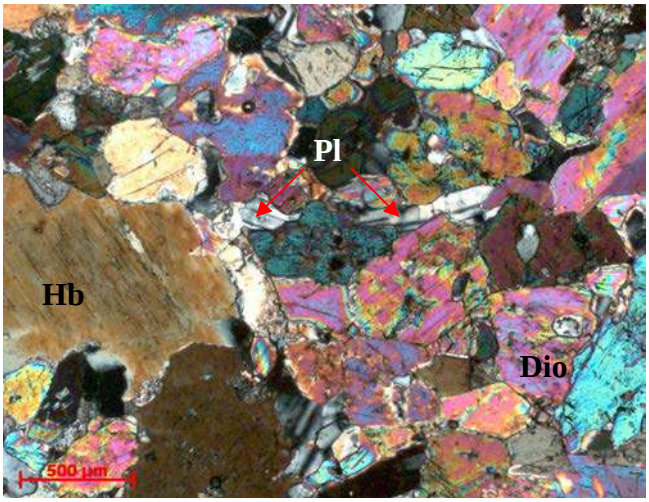


Figura 56 – Grãos de plagioclásio (Pl) com forma xenomórfica preenchendo os espaços entre os grãos de diopsídio (Dio) e hornblenda (Hb), sendo neste caso considerados como um mineral *intercumulos*.

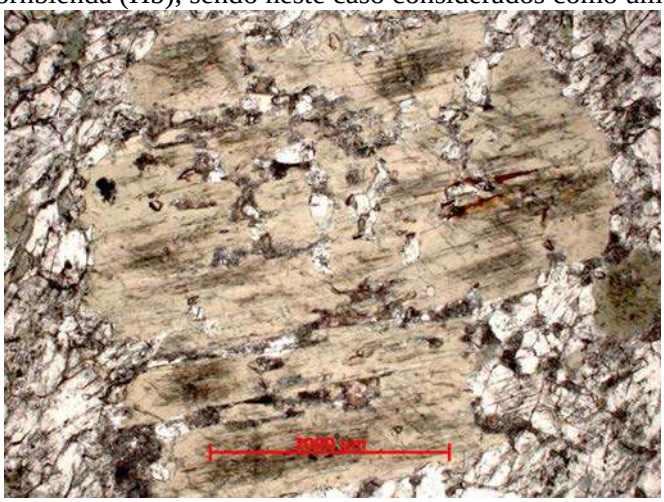


Figura 57 - Detalhe de um porfiroblásto de hornblenda envolvido por grãos de diopsídio da matriz.

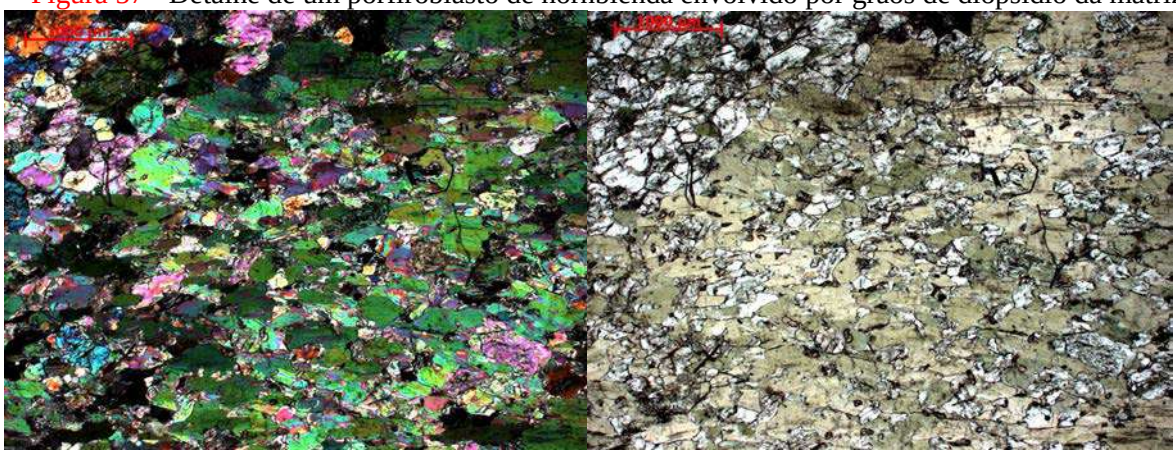


Figura 58 - Detalhe da textura poiquiloblástica, onde um grão de hornblenda formou-se envolvendo diversos grãos de diopsídio, que é o mineral primário e presente na matriz do metapiroxênito.

Figura 59 – Grãos xenoblásticos de titanita associados aos grãos de hornblenda.

A lâmina EL – 94 apresenta uma assembléia mineralógica levemente diferente das demais, contendo olivina e diopsídio como minerais essenciais (Figura 60), enquanto plagioclásio, titanita, minerais opacos e zircão são minerais acessórios. Quartzo está presente em quantidade variável, porém sua gênese está associada a veios. Nessa rocha, a olivina apresenta forma bastante variável (de idiomórfica a hipidiomórfica), tamanho entre 4 e 12mm e ocorre em grãos individuais dispersos entre os cristais de diopsídio ou em agregados de grãos. A forma dos grãos e a relação destes com o diopsídio apontam que a mesma seria um mineral cumulático. Uma característica marcante encontrada é a presença constante de uma alteração marrom escura (presente no interior do grão) com uma forma circular seguindo o contorno do mineral (Figuras 61 e 62). O pleocroísmo levemente amarelado e a alteração levam a crer que a olivina seja rica em ferro (fayalita). O diopsídio apresenta as mesmas feições das amostras anteriormente descritas, sendo considerado um mineral cumulático, enquanto o plagioclásio preenche os espaços deixados pela olivina e diopsídio, sendo desta maneira um mineral intercumulático. Destaca-se nesta amostra a presença de quartzo, que apresenta forma xenoblástica, extinção ondulante e tamanho inferior a 0,2mm.

A partir dos dados petrográficos, podemos sugerir que a rocha em questão correspondeu a um protólito predominantemente piroxenítico com estrutura acamadada, onde os minerais *cumulus* corresponderam a diopsídio e olivina (possivelmente fayalita), enquanto plagioclásio e os minerais opacos seriam fases intercumulática. Essa rocha sofreu deformação e metamorfismo em condições de facies anfibolito, o que possibilitou o crescimento de hornblenda verde (à custa da transformação do clinopiroxênio), decalcificação do plagioclásio (gerando plagioclásio mais rico na molécula sódica + epidoto + sericita) e formação de titanita

(oriunda da associação do Fe e Ti do clinopiroxênio com o Ca do plagioclásio). O quartzo estaria associado à presença de veios.

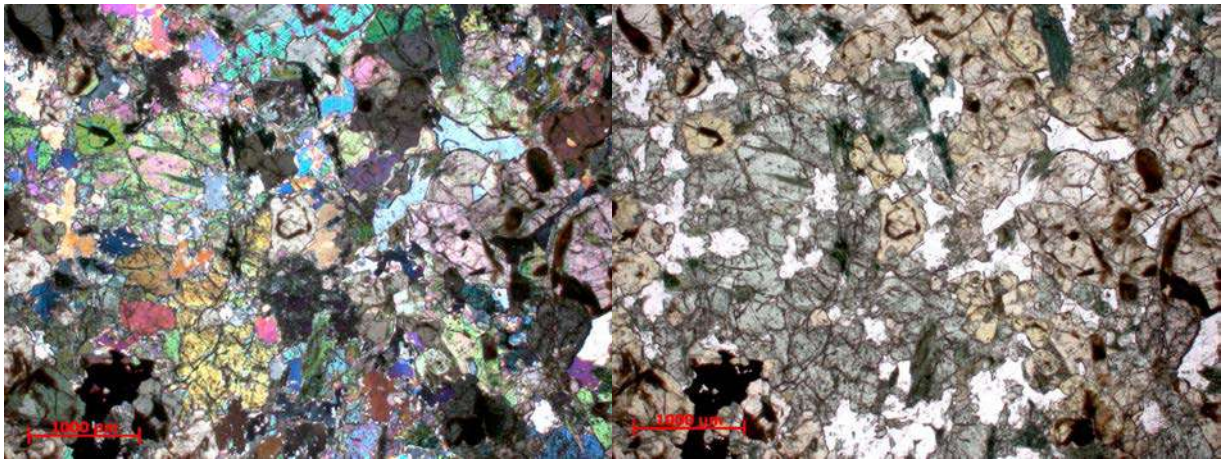


Figura 60 – Aspecto geral da lamina EL-94 onde se observa a presença da paragênese olivina + diopsídio, que difere daquela encontrada nos outros pontos do corpo metapiroxênitico.

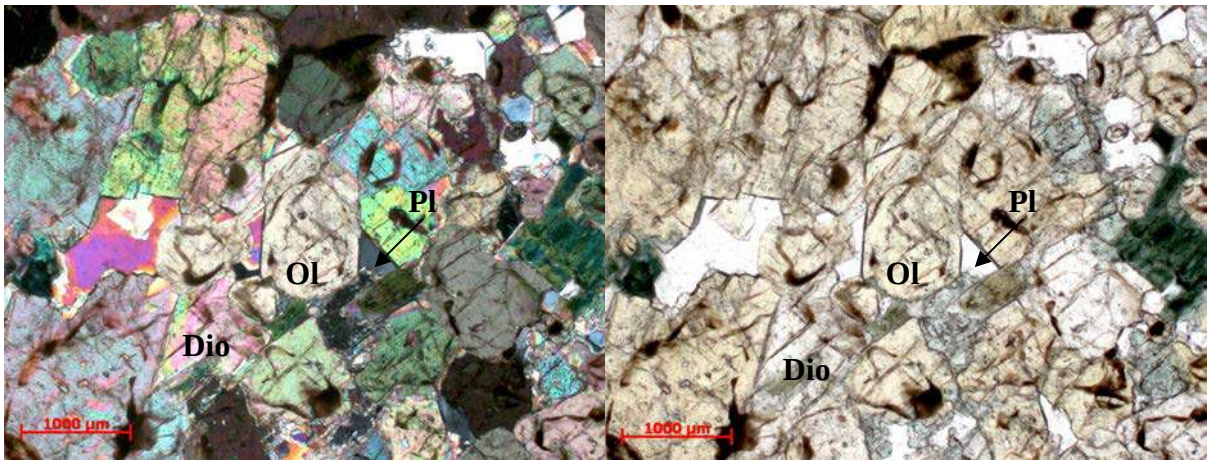


Figura 61 – Grãos idiomórficos de olivina amarelada (Ol) associados ao diopsídio (Dio), enquanto o plagioclásio (Pl) apresenta caráter intercumulático. Destaca-se que a olivina encontra-se com uma alteração marrom escura.

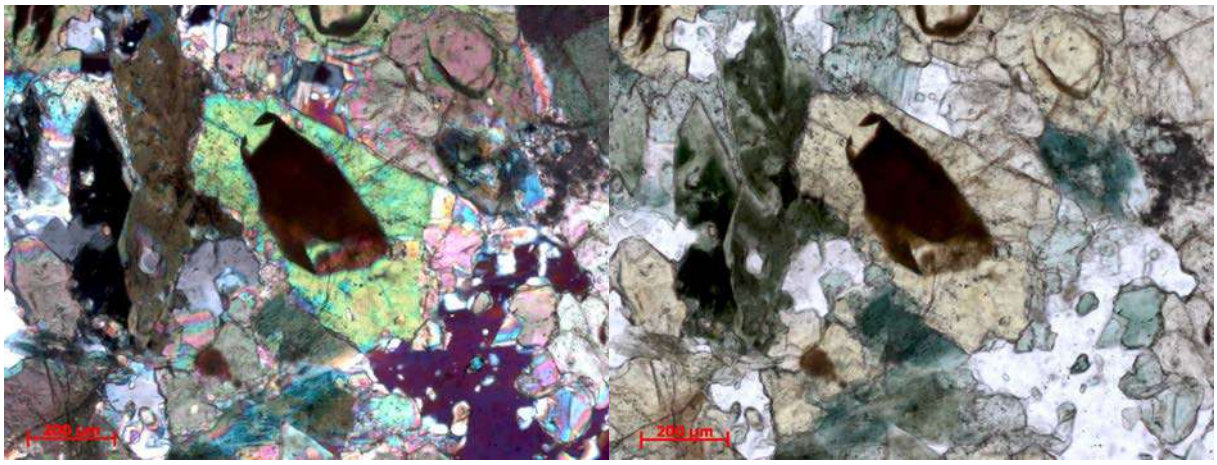


Figura 62 – Detalhe de um grão de olivina com alteração marrom escura em seu interior.

8.3.2 – UNIDADE METAMÁFICA

8.3.2.1 - INTRODUÇÃO

As diferenças composicionais das rochas metamáficas de *greenstone belts* ao redor do mundo são relatadas em estudos há várias décadas, demonstrando a sensibilidade das transformações dos protólitos ígneos em resposta às novas condições de pressão e temperatura a que elas são submetidas. A presença de diopsídio associado à ortopiroxênio é relatada por Condie (1981) na província da Rodésia, na África Central, em uma zona de facies granulito. Em outras províncias também foram relatados grãos de clinopiroxênio em rochas pertencentes a terrenos *greenstone belts*, como na sub-província *Pikwitonei*, na *Superior Province*, Canadá (Condie, 1981).

Durante as atividades de mapeamento geológico, observou-se uma sutil diferença entre as rochas anfibolíticas estudadas (algumas apresentavam coloração esverdeada mais clara e aspecto vítreo), porém nada que possibilitasse naquele momento a separação em mapa de 2 grupos distintos. Porém os estudos petrográficos revelaram a existência de dois conjuntos distintos de rochas anfibolíticas, sendo que um deles apresentava clinopiroxênio e o outro não apresentava este mineral. A partir da presença de clinopiroxênio nas lâminas, voltou-se a descrição de campo dos pontos em questão e foi possível a delimitação de uma estreita faixa de direção NW-SE na parte centro-sul do mapa (Anexo I – Mapa geológico).

Em campo as rochas anfibolíticas com clinopiroxênio são muito semelhantes às rochas anfibolíticas em geral, sendo que a separação das mesmas é dificultada pela granulação diminuta dos grãos de clinopiroxênio. Em geral, a principal diferença entre estes dois conjuntos de rochas envolve um aspecto vítreo levemente fosco e esverdeado claro para as rochas com diopsídio, que em campo foi interpretado como decorrente da presença de epidoto.

Em termos de proporções de distribuição areal, as rochas anfibolíticas são predominantes no *greenstone belt* Rio das Mortes em relação as rochas metaultramáficas e metassedimentares, como já foi constatado em diversos estudos (Ávila *et al.*, 2004, 2006; Vasques, 2009).

Em termos gerais, a unidade metamáfica foi subdividida em anfibolitos finos a médios (raramente granadíferos) e em anfibolitos com clinopiroxênio.

8.3.2.2 – ASPECTOS DE CAMPO

As rochas anfibolíticas, quando frescas, são de coloração verde escura, tendendo ao preto, gradando a acinzentadas à medida que o grau de intemperismo aumenta, estando essa variação associada ao grau de caulinização do plagioclásio. Estas ocorrem sob a forma de

escassos blocos e predominantemente em saprólitos, estes últimos de coloração vermelha escura, muitas vezes em barrancos na beira de estradas (Figura 63). No presente estudo foi possível de se observar diferenças na granulação das rochas anfibolíticas, que vão desde afanítica até fanerítica média. Porém não foram observadas rochas faneríticas inequigranulares, como descrito por Vasques (2009). Admite-se que a variação na granulação das rochas anfibolíticas seria decorrente de uma feição primária nos seus protólitos, que possivelmente corresponderiam a derrames ou *sills* estratificados.

Figura 63 – Saprolito avermelhado típico das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes.

Com as observações feitas a partir dos trabalhos de campo, as rochas anfibolíticas finas a médias foram subdivididas em dois conjuntos diferentes, tendo como base suas variações texturais: o primeiro conjunto (mais raramente encontrado) tem aspecto maciço, não sendo possível de se observar a olho nu nenhum tipo de estrutura deformacional, seja foliação, lineação ou outro tipo de estrutura marcante na rocha; o segundo conjunto (predominante) é formado por anfibolitos foliados, com bandas milimétricas claras e escuras.

Um aspecto muito importante é a constatação de que os representantes litológicos metamáficos do *greenstone belt* Rio das Mortes correspondem, em alguns locais, a uma fina camada remanescente, sendo possível de se observar a mesma como uma delgada cobertura por cima das rochas do granitóide Ritápolis (Figura 64). Caracterizou-se, ainda, que os anfibolitos são cortados por veios de epidoto e de quartzo formados durante um evento metamórfico, bem como por corpos pegmatíticos, que truncam a foliação (Figura 65).

Em relação à idade relativa das rochas anfibolíticas, admite-se que as mesmas sejam mais velhas que o granitóide Ritápolis, pois este apresenta diversos xenólitos de rochas anfibolíticas em todas as facies estudadas (Ávila, 2000; Souza, 2009; Costa, 2010). Em grande parte dos afloramentos descritos, os xenólitos tiveram sua mineralogia original fortemente

transformada pela entrada de potássio no sistema, proporcionando a substituição da hornblenda pela biotita (Figura 66). Segundo Ávila (2000), xenólitos de rochas anfibolíticas estão presentes em diversos outros corpos plutônicos do cinturão Mineiro, dentre os quais o ortognaisse granítico Fé (2191 ± 9 Ma), o quartzo monzodiorito Glória (2188 ± 29 Ma), o

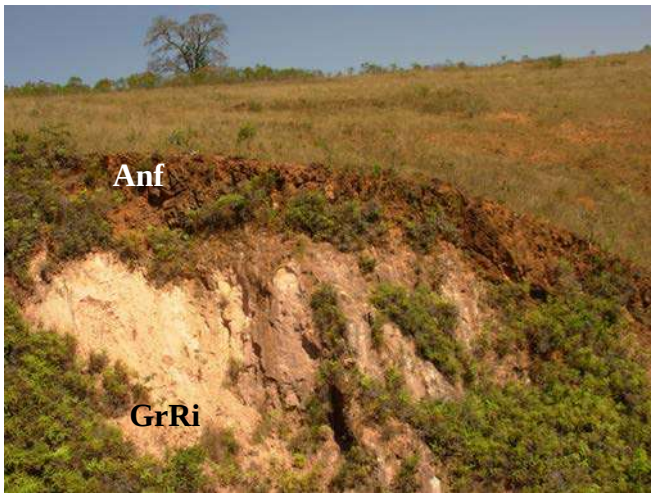


Figura 64 - Fina cobertura de rocha anfibolítica (Anf) do *greenstone belt* Rio das Mortes recobrindo as rochas do granitóide Ritápolis (GrRi).

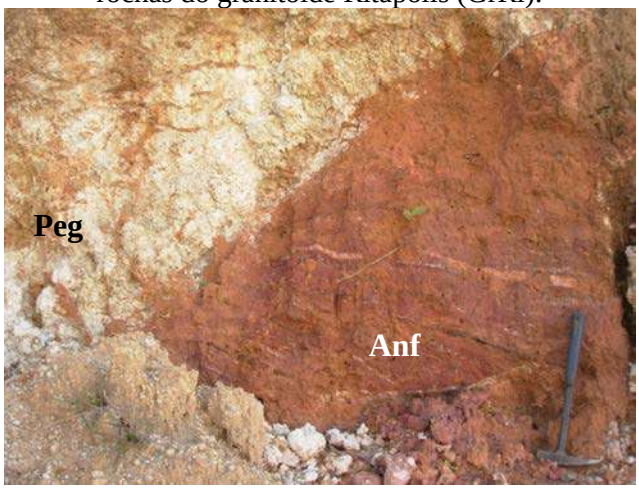


Figura 65 – Saprólito avermelhado de rocha anfibolítica (Anf) cortado por corpo pegmatítico (Peg). Destaca-se que o pegmatito trunca a foliação presente na rocha anfibolítica.

Figura 66 – Detalhe de um xenólito de rocha anfibolítica, onde a hornblenda foi completamente substituída por biotita.

ortognaisse tonalítico/trondhjemítico Cassiterita (2162 ± 10 Ma) e o diorito Brumado (2131 ± 4 Ma).

Os pegmatitos que cortam todas as unidades da região, salvo os diques de metagabro – diabásio, foram interpretados como geneticamente relacionados ao granitóide Ritápolis por diversos autores (Quéméneur & Baraud, 1982; Pires & Porto Júnior, 1986; Quéméneur, 1987; Ávila, 2000; Ribeiro *et al.*, 2003), indicando que os mesmos seriam mais novos que as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes.

Quanto ao ortognaisse Resende Costa, não há evidencias de campo para se chegar a uma conclusão quanto à relação temporal deste com as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, pois não foram observados xenólitos de rochas anfibolíticas neste corpo. Porém acredita-se que o ortognaisse Resende Costa seja mais novo que as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes.

8.3.2.3 – PETROGRAFIA

Ao longo dos trabalhos realizados no *greenstone belt* Rio das Mortes, destacam-se os estudos de Toledo (2002) e Vasques (2009), que demonstram uma grande gama de variações texturais e mineralógicas nas rochas anfibolíticas. Toledo (2002) trabalhando na região entre as cidades de Nazareno, Mercês de Água limpa, Itutinga e Ibituruna sudividiu, com base em estudos de química mineral e litogeoquímica, as rochas metamáficas em: metabasaltos (magnesianos e toleíticos), anfibolítos de granulação fina e xistos máficos (denominados antofilita-Ca-anfibólio xistos). Já Vasques (2009) trabalhando em área contígua a aquela de Toledo (2002), entre os municípios de Cassiterita, São Tiago, Nazareno, Mercês de Água Limpa e Ritápolis, subdividiu, com base na petrografia e litogeoquímica, as rochas anfibolíticas em três grupos distintos: anfibolitos equigranulares variando de muito finos a médios; anfibolitos inequigranulares porfiroblasticos granadíferos; e anfibolitos inequigranulares porfiríticos. Em relação à subdivisão criada por Vasques (2009), todas as amostras aqui estudadas se encaixam no grupo dos anfibolitos equigranulares variando de muito finos a médios. Apenas os pontos EL- 105 e EL-171 seriam representantes dos anfibolitos inequigranulares porfiroblásticos granadíferos. Porém cabe destacar a presença de um novo grupo de rochas anfibolíticas, caracterizado como anfibolitos com diopsídio.

8.3.2.3.1 – Anfibolitos finos a médios

De maneira geral, as rochas anfibolíticas estudadas são holocristalinas, equigranulares variando de finas a médias, com índice de cor (I.C) entre 50 a 70%, sendo consideradas como

mesocráticas a melanocráticas. Elas são constituídas essencialmente de hornblenda verde a castanha e plagioclásio (andesina - $An_{32–36}$), tendo minerais opacos, epidoto, zircão, apatita titanita, clinozoisita, granada e quartzo como minerais acessórios.

As principais texturas identificadas nas rochas anfibolíticas finas a médias foram lepidoblástica (Figura 67) e granolepidoblástica (Figura 68). A granolepidoblástica é dada pela presença de bandas ricas em hornblenda e bandas ricas em plagioclásio, enquanto a textura lepidoblástica é caracterizada pela orientação marcante dos grãos de hornblenda.

Figura 67 – Textura lepidoblástica caracterizada pela marcante orientação dos grãos de hornblenda verde a castanha clara e de plagioclásio.

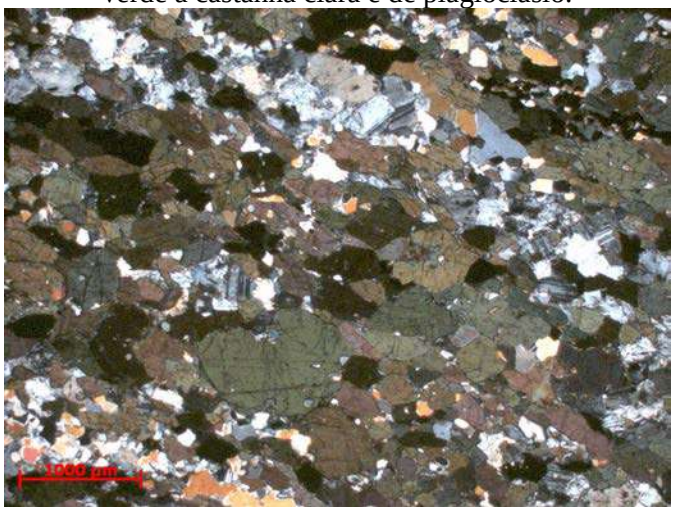


Figura 68 – Textura granolepidoblástica das rochas anfibolíticas definida pela presença de bandas ricas em hornblenda e de bandas ricas em plagioclásio e quartzo. A foliação está presente na mesma, porém não é tão marcante quanto na textura lepidoblástica.

A hornblenda apresenta pleocroísmo variando de verde a castanho claro, orientação preferencial de seu maior eixo e ocorre em grãos hipidioblásticos com formas prismáticas ou levemente arredondadas, normalmente menores do que 1mm, mas podendo chegar a até 4 mm. O plagioclásio (andesina - An_{32-36}) é normalmente xenoblástico, possui granulação inferior a 1mm, podendo muito raramente chegar a 2mm. A apatita e o zircão são raros,

aparecendo como grãos submilimétricos, idiomórficos a hipidiomórficos, inclusos no plagioclásio e na hornblenda. A titanita aparece de duas formas distintas: grãos prismáticos, normalmente inclusos na hornblenda; ou como coronas em volta dos minerais opacos (Figura 69), o que sugere que os minerais opacos corresponderiam a ilmenita e/ou titanomagnetita, tendo como exemplo a reação:

ilmenita + H_2O ↔ titanita + magnetita (Retirado de Toledo, 2002)

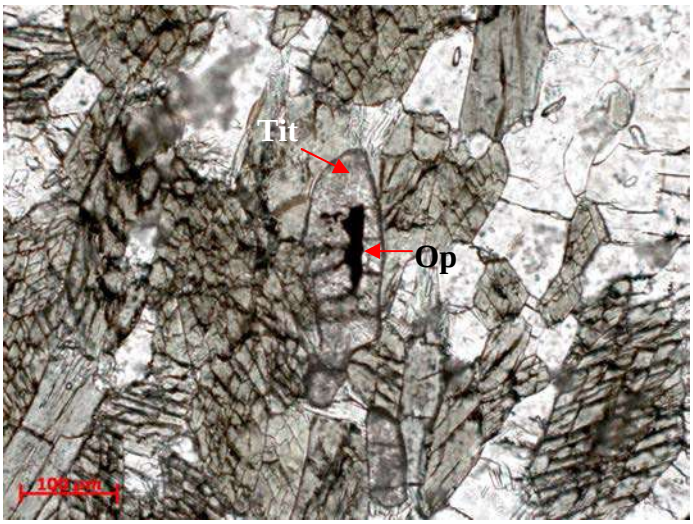


Figura 69 – Mineral opaco (Op) envolvido por uma auréola de titanita (Tit).

Granada foi encontrada em apenas dois pontos (EL-105 e EL-171), onde seus grãos são porfiroblásticos, estão bastante fragmentados e perfazem cerca de 10% da lâmina. Estas apresentam até dois centímetros de comprimento e possuem diversas inclusões de hornblenda e minerais opacos. Pode-se notar que a foliação principal da rocha sofreu um desvio em volta dos grãos de granada, indicando que o crescimento da mesma transcorreu durante ou precocemente ao crescimento da foliação (Figura 70).

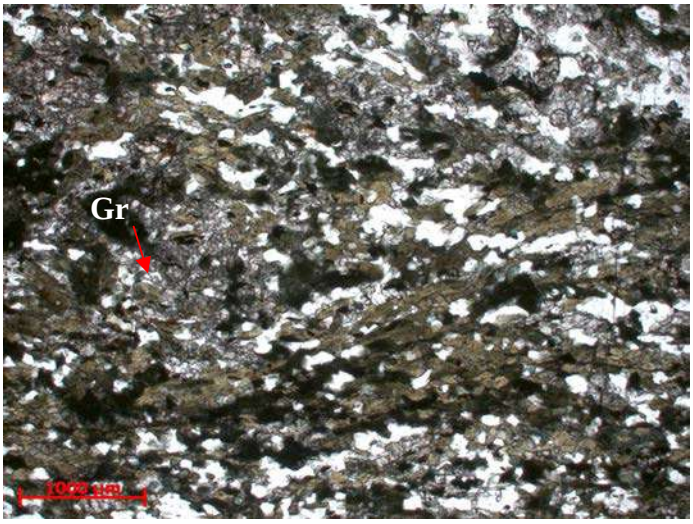


Figura 70 – Grãos xenoblásticos de granada (Gr) desviando a foliação principal da rocha anfibolítica.

8.3.2.3.2 – Anfibolitos com clinopiroxênio

Nestas rochas as principais texturas identificadas foram: granoblástica (Figura 71), lepidoblástica (Figura 72) e granolepidoblástica (Figura 73). A textura granoblástica é caracterizada pela forma e tamanho semelhante dos grãos de hornblenda e plagioclásio, bem como pela aparente ausência de orientação dos minerais. A textura lepidoblástica é marcada pela orientação preferencial dos grãos de hornblenda e diopsídio, enquanto a textura granolepidoblástica é dada pela presença de bandas ricas em hornblenda (orientadas segundo uma direção preferencial) e bandas ricas em diopsídio e em plagioclásio, ambas com orientação muito bem definida.

Os anfibolitos com clinopiroxênio são holocristalinos, equigranulares finos, com um índice de cor variando entre 60 e 70%, caracterizando que os mesmos são melanocráticos. Estes são compostos de hornblenda verde a castanha, plagioclásio (andesina - $An_{40–42}$), diopsídio, epidoto incolor a verde-pálido, zircão, apatita, quartzo, rutilo, minerais opacos e titanita.

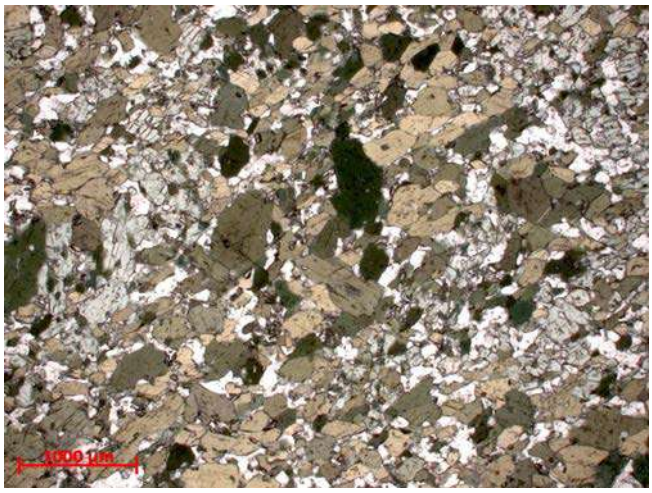


Figura 71 - Textura granoblástica caracterizada por grãos de hornblenda e diopsídio com formas bem definidas e pela falta de orientação dos minerais.

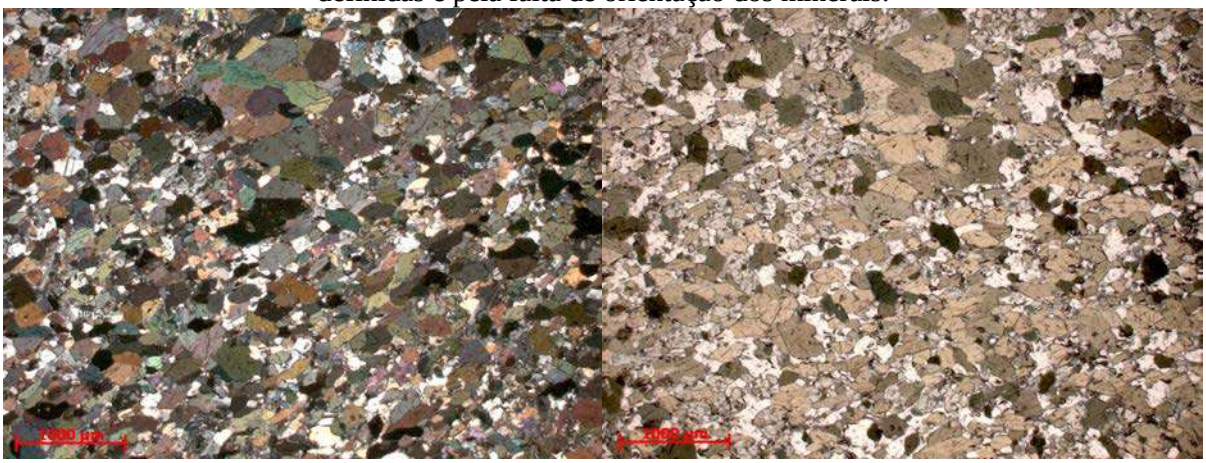


Figura 72 – Textura lepidoblástica dada pela orientação preferencial dos grãos de hornblenda e diopsídio.

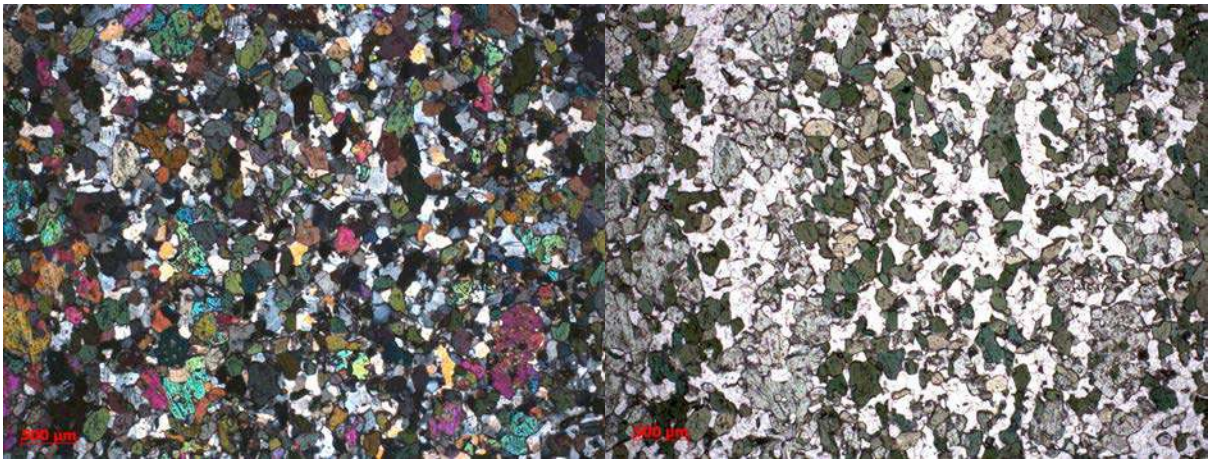


Figura 73 - Textura granolepidoblástica marcada pela presença de bandas ricas em hornblenda marrom (orientadas segundo uma direção preferencial) e bandas ricas em diopsídio e plagioclásio.

A hornblenda é bastante semelhante à encontrada em todas as rochas anfibolíticas da região, sendo verde acastanhada escura, hipidioblástica, com tamanho inferior a 1mm e apresenta inclusões de apatita e zircão e exsolução de quartzo. O diopsídio varia de xenoblástico a hipdioblástico, possui pleocroísmo desde incolor até verde-pálido e ocorre em grãos individuais ou em agregados (Figura 74). A borda de parte dos grãos de diopsídio está substituída por hornblenda verde (Figura 75), indicando condições retrógradas de metamorfismo. Os grãos de diopsídio normalmente estão associados ao epidoto, que cresce na borda dos mesmos, principalmente na região de contato com plagioclásio (Figura 76) e mais raramente envolvem grãos de hornblenda. O plagioclásio nestas rochas é menos abundante do que na variedade sem piroxênio e apresenta maior conteúdo de anortita ($An_{40–42}$).

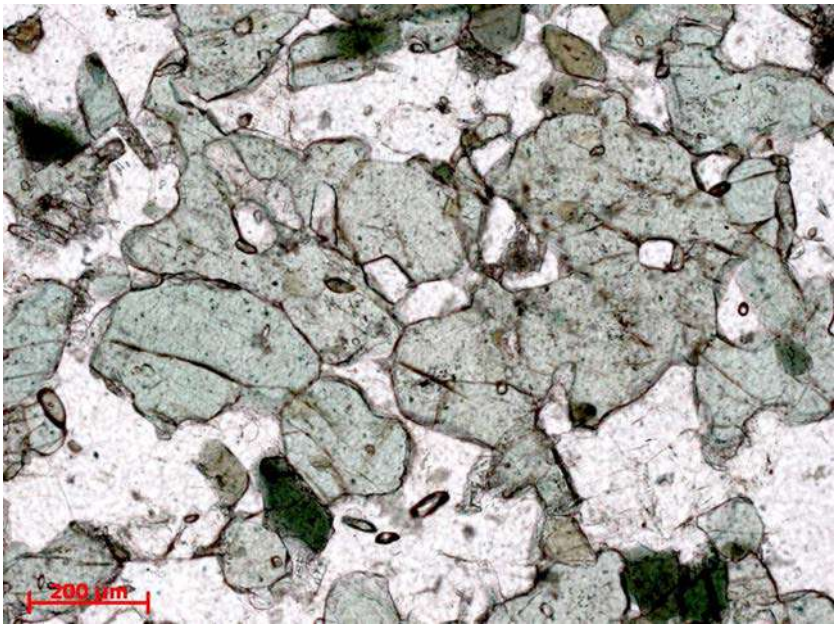


Figura 74 – Agregado de grãos xenoblásticos de diopsídio.

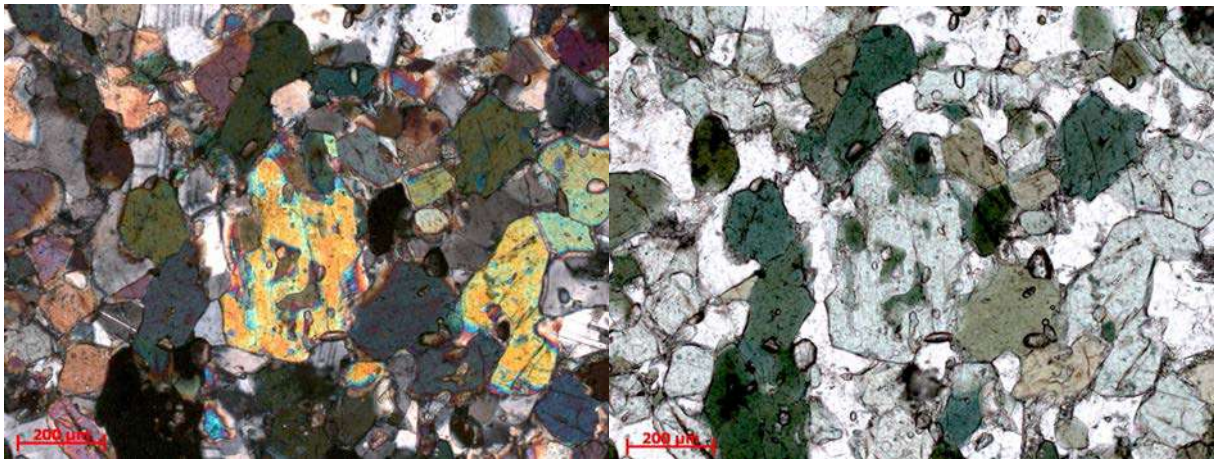


Figura 75 – Grãos de diopsídio parcialmente substituído por hornblenda verde. Destaca-se ainda a presença de pequenos grãos de hornblenda desenvolvidos no núcleo do diopsídio.

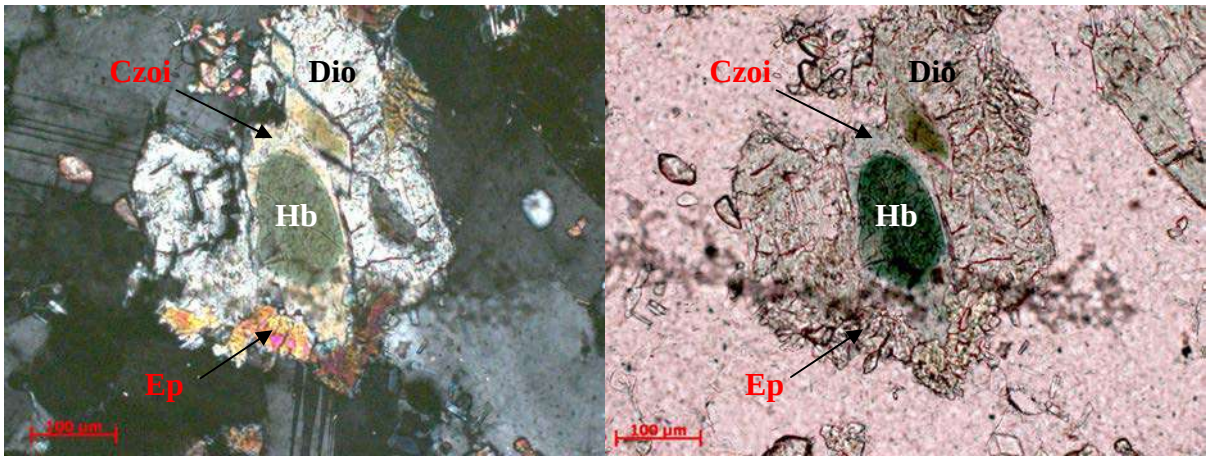


Figura 76 – Paragênese metamórfica caracterizada por grão de hornblenda (Hb) envolvido por clinozoisita (Czoi) e diopsídio (Dio) e em contato com epidoto (Ep).

O epidoto ocorre espalhado pela rocha ou em veios que truncam a foliação da mesma. Este está presente em grãos individuais submilimétricos, de coloração verde-limão, com faces cristalinas bem definidas; em coronas envolvendo a allanita ou mineral opaco (Figura 77) ou crescendo nas bordas dos grãos de diopsídio no contato com o plagioclásio.

O quartzo apresenta forma xenoblástica, tamanho entre 0,1 e 0,3mm, extinção ondulante, ocorre sob a forma de agregados alongados (Figura 78) e apresenta ampla variação percentual nas rochas estudadas, podendo estar desde ausente até chegar a representar cerca de 15% da composição modal da rocha.

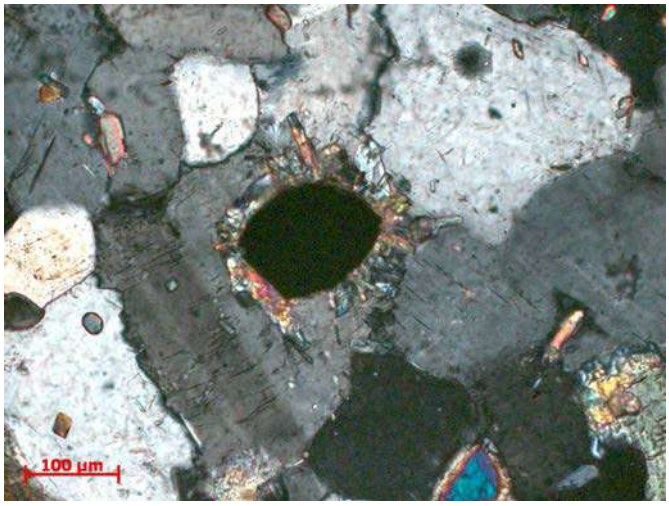


Figura 77 – Mineral opaco envolto por epidoto provavelmente de origem hidrotermal.

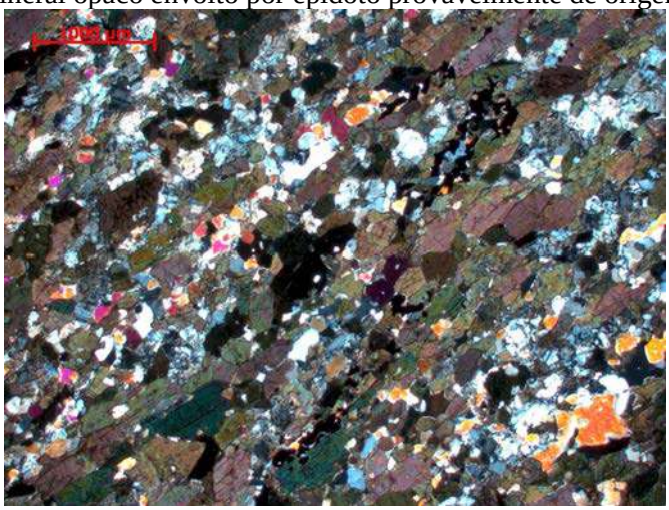


Figura 78 – Quartzo sob a forma de agregados alongados de grãos (*plate quartz*).

8.3.2.4 – METAMORFISMO

É conhecido que terrenos *greenstone belt* apresentam evolução geológica com diversas fases de deformação, metamorfismo e plutonismo (Condie, 1981). Apesar da evolução policíclica, algumas feições estão presentes na maioria dos *greenstone belts* do mundo. Uma delas é o metamorfismo, sendo bastante notória a predisposição desses terrenos de sofrerem metamorfismo regional nas facies xisto-verde ou anfibolito, porém terrenos metamorfisados em facies prehnita-pumpellyta e granulito também podem ser encontrados.

Após o estudo petrográfico das rochas metamáficas do *greenstone belt* Rio das Mortes, foram identificadas duas paragêneses minerais:

- **Anfibolitos finos a médios:** hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{32–36}$) + epidoto + titanita + clinozoisita ± granada ± quartzo.
- **Anfibolitos com piroxênio:** hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{40–42}$) + diopsídio incolor a verde-pálido + epidoto + rutilo + titanita. ± quartzo.

A presença da paragênese hornblenda + plagioclásio (andesina) é indicativa de facies anfibolito em rochas metamáficas. Segundo Bucher & Frey (1994) a associação de granada com a paragênese encontrada poderia indicar uma facies metamórfica mais elevada (facies anfibolito médio), assim como a presença de ilmenita. A presença de substituição parcial de hornblenda por diopsídio pode indicar que a rocha foi submetida a condições P x T equivalentes a facies anfibolito alto, não podendo ser considerada como da facies granulito devido à ausência de ortopiroxênio (Figura 79).

Condições de retrometamorfismo para a fácies anfibolito médio a baixo foram observadas somente nas rochas anfibolíticas com clinopiroxênio, onde o diopsídio é substituído por hornblenda marrom acastanhada.

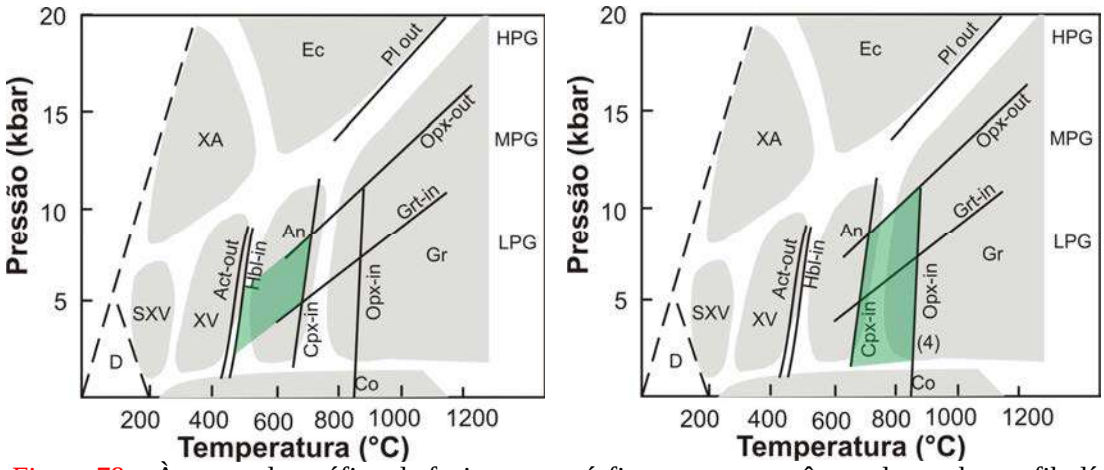


Figura 79 – À esquerda, gráfico de facies metamórfica para a paragênese das rochas anfibolíticas finas a médias. À direita, gráfico de facies metamórfica para a paragênese das rochas anfibolíticas com clinopiroxênio.

8.3.2.5 – GEOQUÍMICA

Foram selecionadas devido a seu estágio de conservação apenas duas amostras de rochas anfibolíticas com clinopiroxênio para serem analisadas quimicamente (Tabela 6). Devido à baixa representatividade estatística não foram montados os diagramas de Harker para estas amostras.

Para efeito de comparação entre as diferentes rochas anfibolíticas existente no *greenstone belt* Rio das Mortes, foram utilizados os resultados das análises químicas presentes no trabalho de Vasques (2009), pois essas amostras são em área contínua a estudada na presente monografia. A legenda utilizada seguiu o mesmo critério para todos os gráficos realizados e pode ser visualizada na Figura 80.

Tabela 6 - Resultado das analises químicas para elementos maiores, menores e traços das rochas anfibolíticas com clinopiroxênio do *greenstone belt* Rio das Mortes.

Amostras	EL-13	EL-38
Litologia	Anfibolito com piroxênio	Anfibolito com piroxênio
SiO_2	53,68	56,26
TiO_2	0,61	1,06
Al_2O_3	13,16	15,67
Fe_2O_3	9,26	8,80
MnO	0,14	0,14
MgO	6,33	2,48
CaO	14,46	10,97
Na_2O	1,93	4,14
K_2O	0,30	0,27
P_2O_5	0,12	0,19
Perda ao fogo	0,58	0,33
TOTAL	100,57	100,30
V	69	117
Cr	639	37
Co	31	28
Ni	283	23
Zn	57	60
Ga	10	13
Rb	23	17
Sr	210	341
Y	17	24
Zr	78	145
Nb	9	13
Ba	355	769

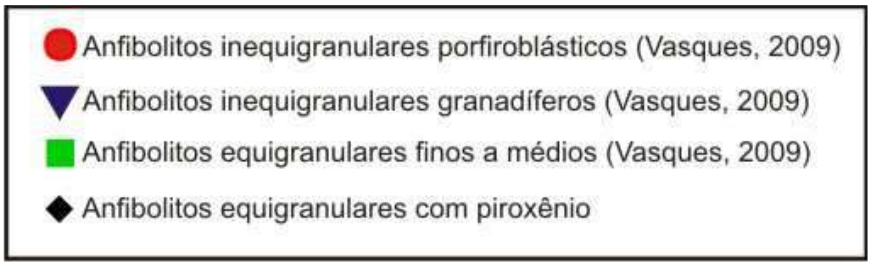
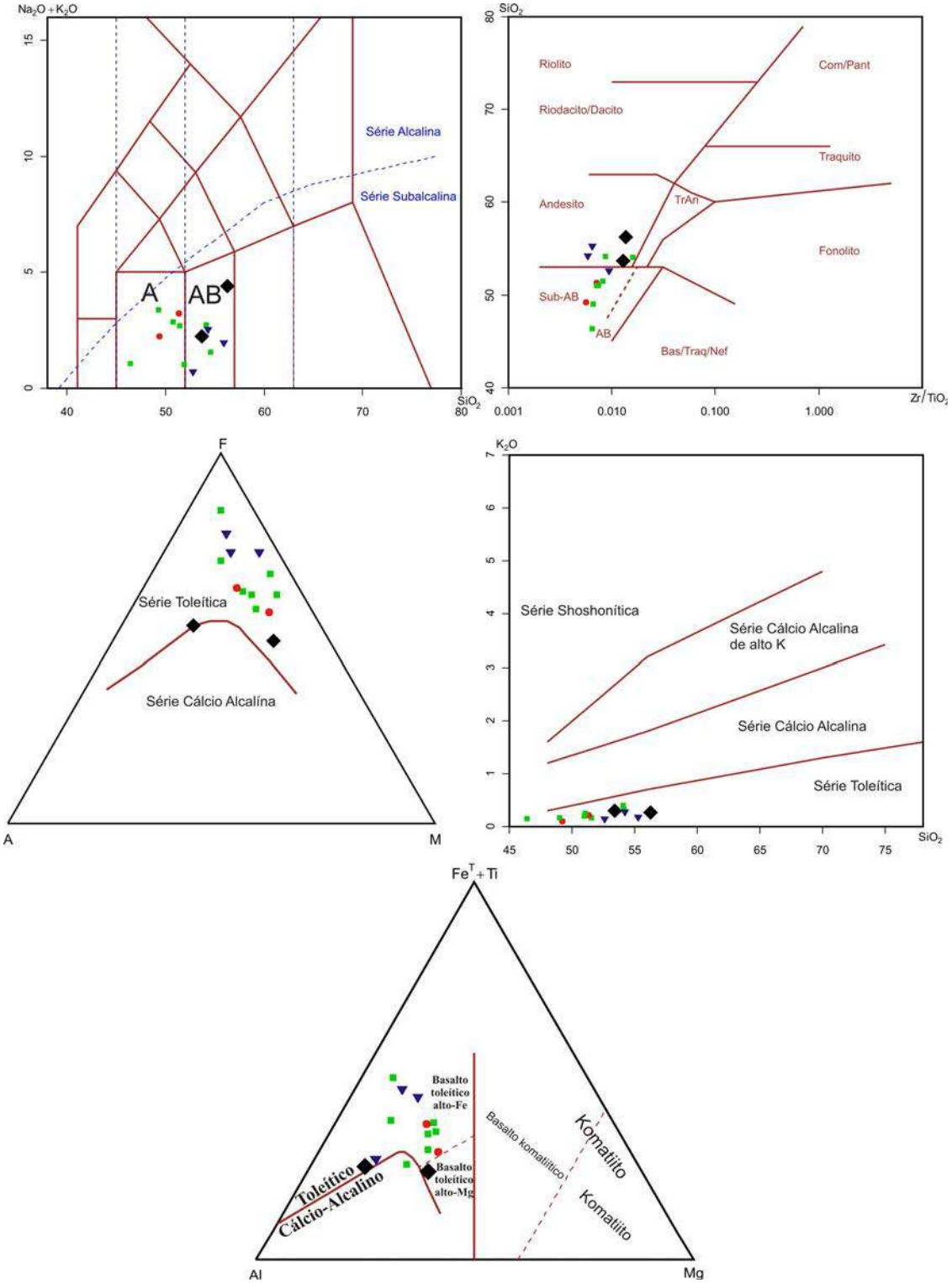


Figura 80 – Legenda utilizada nos gráficos

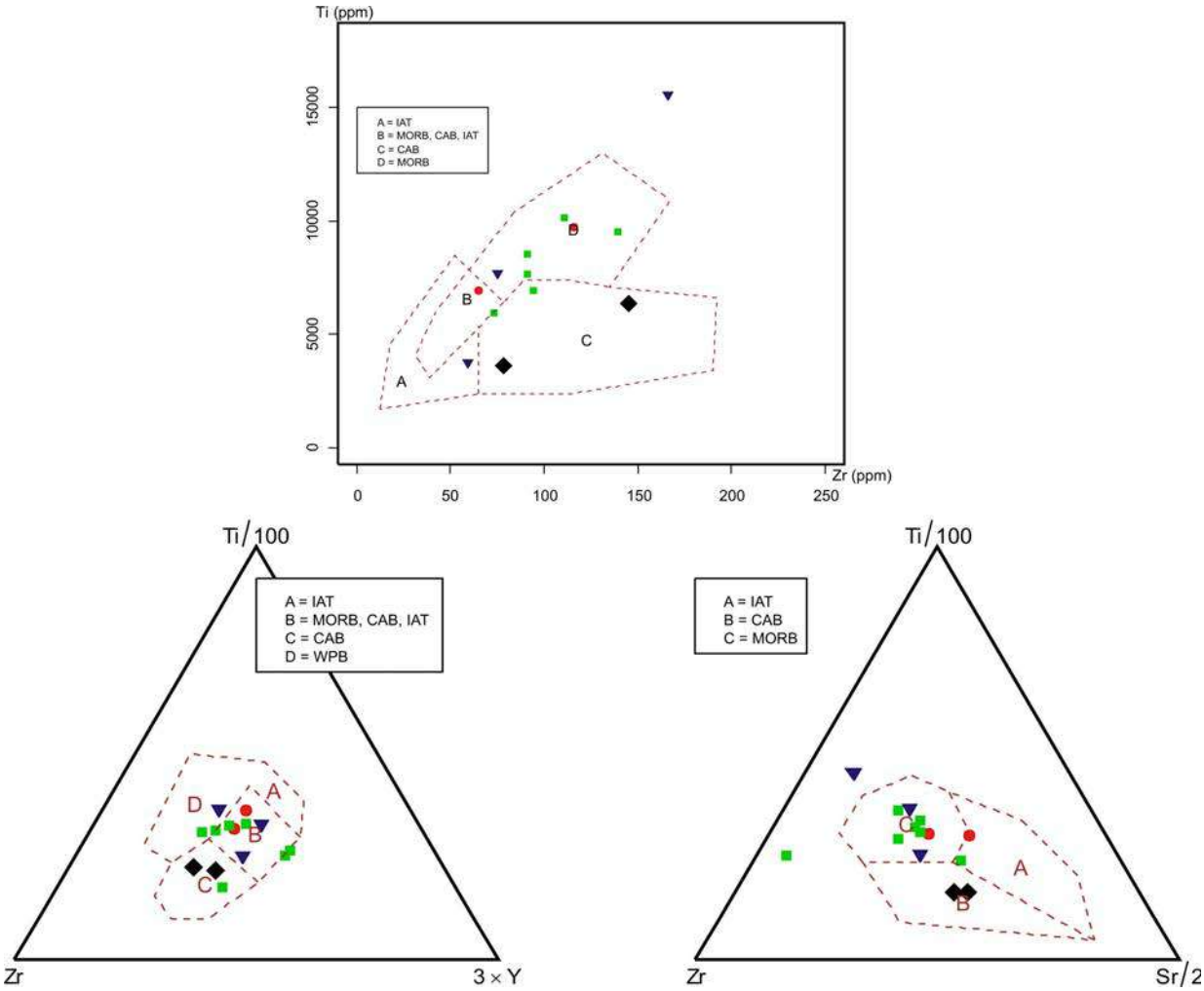
Em se tratando dos gráficos de classificação química, para definição dos protólitos, primeiramente utilizamos o diagrama TAS, onde as rochas estudadas plotam no campo subalcalinos, sendo classificadas como basaltos andesíticos (Figura 81), assim como os anfibolitos com granada de Vasques (2009), enquanto no diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 (Figura 82) as amostras plotam no campo dos andesitos. Para a descriminação da série magmática, dentro do contexto sub-alcalino, usamos os diagramas AFM (Figura 83) e SiO_2 x K_2O (Figura 84), onde as amostras plotam ao longo do *trend* da série toleítica, apesar de composicionalmente muito distintas. No diagrama de Jensen, uma das amostras plota no campo dos basaltos

toleíticos ricos em magnésio (Figura 85), o que não ocorreu nas amostras de Vasques (2009), porem, sua existência foi observada por Toledo (2002) para anfibolitos da região entre Nazareno e Ibituruna.

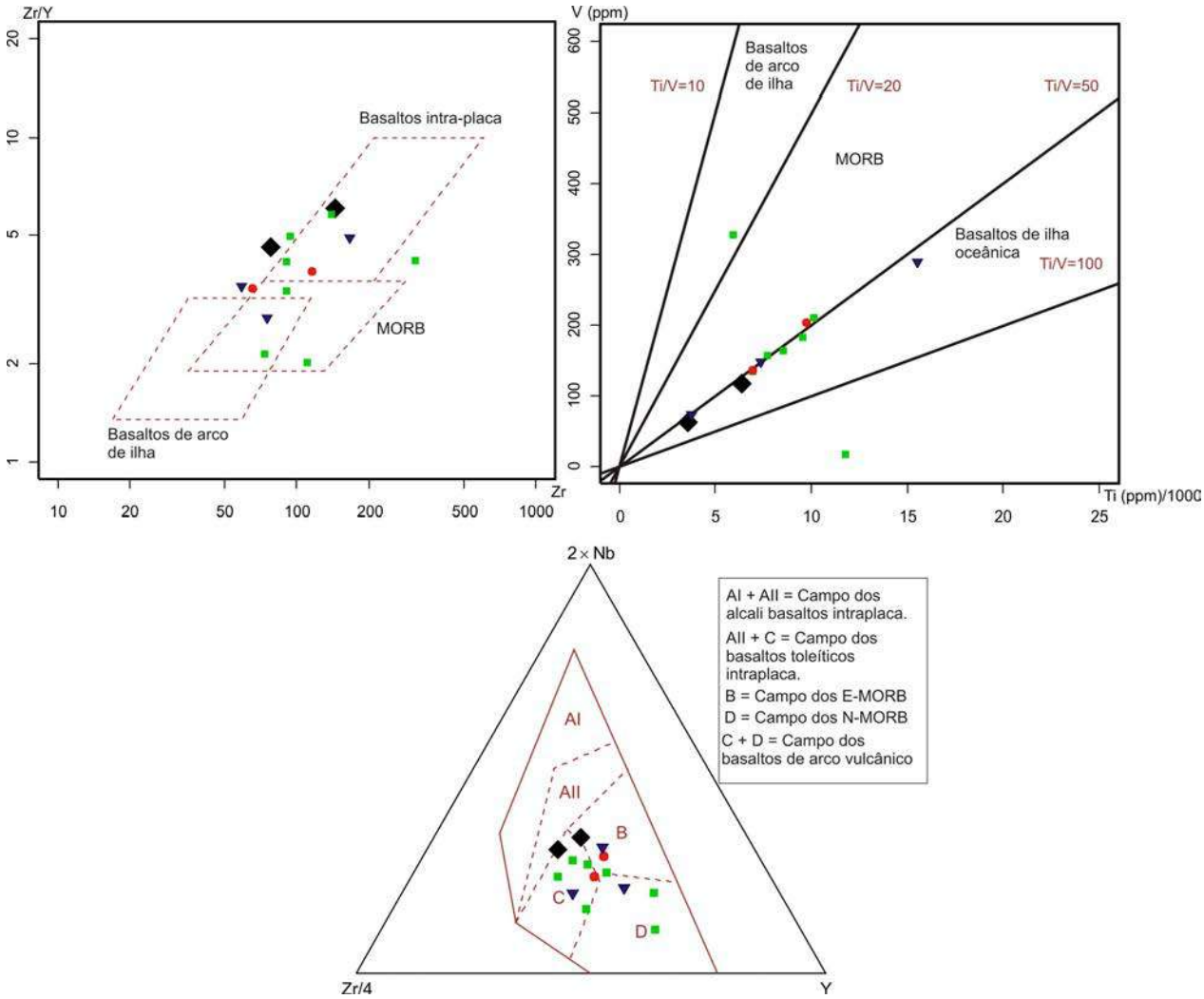


Figuras 81 a 85 – Diagramas de classificação do protólito. Figura 81: Na_2O+K_2O x SiO_2 (Le Maitre *et, al*,, 1989). B: Basaltos; AB: Basaltos Andesíticos. Figura 82: SiO_2 x Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977). Diagramas descriminantes de série magmática. Figura 83: Na_2O+K_2O (A)-MgO(M)-FeO*(F) (Irvine & Baragar, 1971). Figura 84: SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976). Figura 85: Fe+Ti-Al-Mg (Jensen, 1976).

Em relação à ambiência tectônica, os três gráficos de Pearce & Cann (1973) mostram uma diferença fundamental entre as duas amostras desse estudo e as de Vasques (2009). Enquanto as rochas estudadas por Toledo (2002) e Vasques (2009) plotam claramente no campo dos basaltos de fundo oceânico, as duas rochas estudadas caem no campo dos basaltos cálcio-alcalinos (Figuras 86, 87 e 88). Esse resultado é discutível, já que os anfibolitos com piroxênio não demonstram ter características da série cálcio-alcalina, como por exemplo Al_2O_3<18%. No gráfico Zr/Y x Zr (Pearce & Norry, 1979), as amostras plotam de forma bastante dispersa, entre os campos dos basaltos tipo MORB e intra-placas (Figura 89). No gráfico de Shervais (1982), as duas amostras estudadas caem no limite entre os campo dos basaltos de ilhas oceânicas e os MORB (Figura 90). No gráfico de Meschede (1986), as rochas estudadas plotaram no campo do E-MORB/basaltos de arco vulcânico, enquanto as amostras de Vasques (2009) plotam principalmente neste campo, mas também no campo do N-MORB/basaltos de arco vulcânico (Figura 91).



Figuras 86, 87 e 88 - Figura 86: Ti x Zr (Pearce & Cann, 1973). Figura 87: Ti/100 x Zr x 3xY (Pearce & Cann, 1973). Figura 88 - Ti/100 x Zr x Sr/2 (Pearce & Cann, 1973). Legenda: IAT = Toleítos de arco de ilha; CAB = Basaltos cálcio alcalinos; MORB = Basaltos de dorsal oceânica; WPB = Basaltos intra-placa.



Figuras 89, 90 e 91 – Figura 89: Zr/Y x Zr (Pearce & Norry, 1979). Figura 90: V x Ti(ppm)/1000 (Shervais, 1982). Figura 91: 2xNb x Zr/4 x Y (Meschede, 1986).

8.3.3 – UNIDADE METASSEDIMENTAR

As rochas metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes são de ocorrência bastante restrita, estando as mesmas fortemente intemperizadas. Estas ocorrem principalmente como blocos ou saprólitos em trilhas ou em cortes de estrada e são representadas por filitos avermelhados, acinzentados e amarronzados intercalados com gonditos e raros quartzitos. Na porção sul/sudeste da área mapeada (Anexo I – Mapa geológico) estas rochas formam uma faixa de direção aproximadamente NW-SE e estão localmente intercaladas com delgados pacotes de rochas anfibolíticas.

Os principais tipos litológicos desta unidade ocorrem dispostos em camadas métricas (Figura 92), com mergulhos de em média 35º, preferencialmente para sudeste e sudoeste. A maior e melhor exposição na área dessas rochas estão representadas por minas de manganês já desativada, situadas nas proximidades do vilarejo de Penedo. Nesta mina, é possível se

observar claramente à relação tabular entre os gonditos e filitos, sendo que este conjunto é cortado por diversos corpos pegmatíticos de espessura variadas (Figura 93).

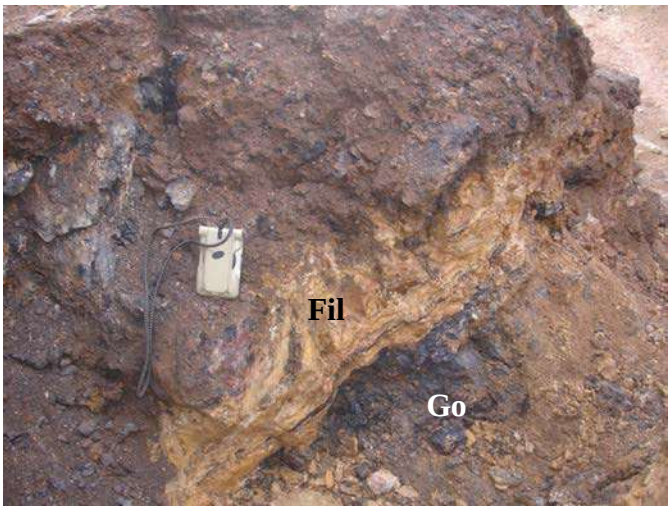


Figura 92 - Corpos tabulares de gondito (Go) e filito amarronzado (Fil) com caimento 310º/35º,

Figura 93 - Espessa camada de gondito (Go) cortada por pegmatito (Peg) de espessura métrica

8.4 – ORTOGNAISSE RESENDE COSTA

O ortognaisse Resende Costa aflora na área estudada a nordeste do rio Santo Antônio e ocorre principalmente na forma de blocos, *boulders* ou em grandes lajedos, de forma muito semelhante às exposições do granitóide Ritápolis na serra de Santa Rita. Do mesmo modo que o granitóide Ritápolis, as rochas do ortognaisse Resende Costa foram subdivididas em campo em duas facies: inequigranular média/grossa e inequigranular fina/média.

As rochas do ortognaisse Resende Costa encontram-se bastante intemperizadas, proporcionando a formação de saprólitos esbranquiçados, bem semelhantes a aqueles do granitóide Ritápolis, pois a mineralogia destes dois corpos é muito parecida. Neste sentido, o extenso solo presente na região estudada faz com que muitas vezes as unidades de mapeamento máficas e félsicas sejam separadas a partir das características dos mesmos (Figura 94).

Figura 94 - Diferença na coloração do solo oriundo da alteração de rochas do ortognaisse Resende Costa (claro) e do solo de um dique de diabásio (marrom).

De modo geral, o ortognaisse Resende Costa é holocristalino, leucocrático (I.C. entre 10 e 15%), equigranular (localmente porfirítico) e é formado essencialmente por feldspato esbranquiçado (compondo a matriz ou aparecendo como fenocristais), quartzo e agregados de biotita (Figura 95), raramente cloritizada. Este apresenta como minerais acessórios epidoto, titanita e minerais opacos. Muitas vezes a alteração do gnaisse faz com que seja realçada a epidotização do feldspato, indicando que a maioria dos grãos corresponde a plagioclásio, havendo também fraturas nestes preenchidas por epidoto. O quartzo está presente na forma de fitas milimétricas, enquanto o feldspato apresenta, em certos casos, formato facoidal. Essas duas características apontam para o desenvolvimento de um evento deformacional após a cristalização do protólito do ortognaisse Resende Costa. Estudos indicam que a maioria dos

feldspatos facoidais provavelmente se desenvolveram a partir de rochas granitóides porfiríticas (Passchier *et al.*, 1990), sugerindo uma origem ígnea para este gnaisse.

A fácies inequigranular média/fina aflora de forma mais restrita, no setor norte da área estudada e, em campo, tem aspecto semelhante ao da fácies inequigranular média/grossa. Mais raramente rochas desta fácies foram observadas como filitos esbranquiçados, bastante alterados (Figura 96), possivelmente associados a zonas de cisalhamento.

Figura 95 – Aspecto geral do ortognaisse Resende Costa, onde destaca-se uma estrutura gnáissica anostomosada, com forte orientação dos agregados de biotita.

Figura 96 – Aspecto filítico presente em raros afloramentos da facies inequigranular fina/média do ortognaisse Resende Costa.

O ortognaisse Resende Costa é cortado por inúmeros diques pegmatíticos (Figura 97), que apresentam direções contrastantes e espessuras variadas, desde centimétricas até métricas. Foi constatada também a presença de diques aplíticos centimétricos, de granulação fina, com presença de pirita e granada cortando o ortognaisse Resende Costa. Esses diques truncam a foliação presente no ortognaisse Resende Costa (Figura 98) e são cortados pelos pegmatitos.

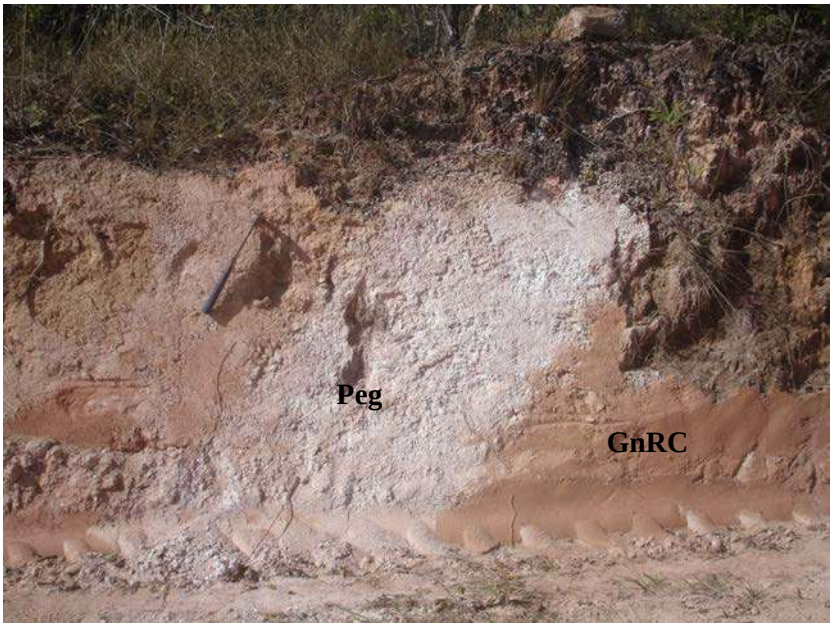


Figura 97 - Dique de pegmatito (Peg) cortando saprólito do ortognaisse Resende Costa (GnRC).

Figura 98 - Dique de leucogranito (Apl) cortando discordantemente a foliação presente no ortognaisse Resende Costa (GnRC). Destaca-se que nas bordas desde dique ocorre uma concentração de epidoto, de cor esverdeada.

Foi caracterizada a presença de uma orientação mineral (lineação) marcante nas rochas do ortognaisse Resende Costa (Figura 99). Esta é dada pela orientação dos agregados de biotita e pelo quartzo em fitas, sendo muito marcante em uma face das amostras e incipiente nas demais. Essa lineação tem mergulho por volta de 25º e 38°, para sul (entre 170 e 200°). Porém duas medidas apresentaram a mesma direção de *strike* leste-oeste e mergulhos para norte, o que pode significar a presença de uma dobra em grande escala.

Figura 99 - Ortognaisse Resende Costa com os agregados biotíticos definindo a foliação (lineação) da rocha em somente um dos planos de corte.

8.5 – GRANITÓIDE RITÁPOLIS

Diversas denominações para esse corpo já foram sugeridas na literatura: granito Ritápolis (Quéméneur & Baraud, 1982 e 1983), granito Santa Rita (Pires & Porto Júnior, 1986), unidade granodiorítica-granítica (Ávila, 1992), metagranitóide Ritápolis (Ávila et al., 1998), entretanto designação granitóide Ritápolis (Ávila, 2000) é o termo mais apropriado para ser usado para esta unidade de mapeamento, pois demonstra toda sua pluralidade composicional (Figura 100).

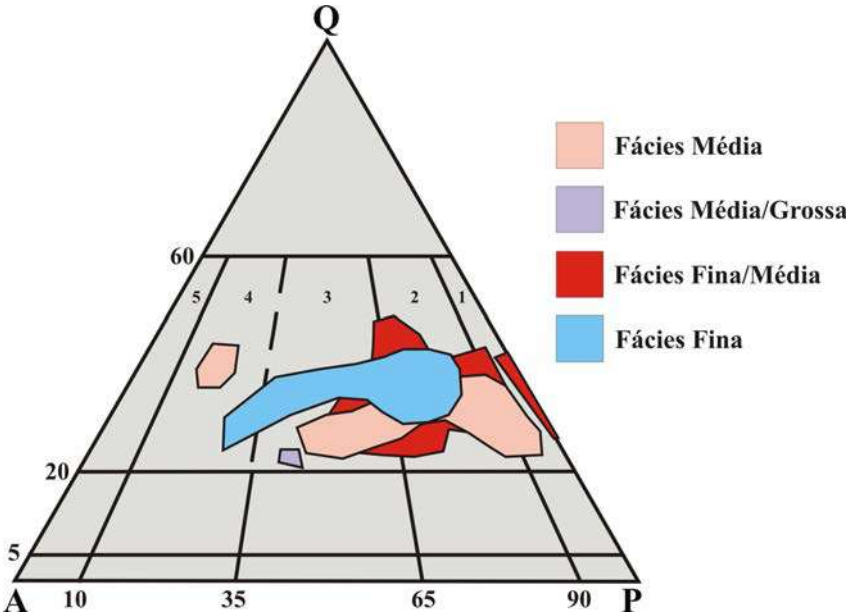


Figura 100 – Diagrama QAP mostrando a variação composicional do granitóide Ritápolis segundo Ávila (2000).

O granitóide Ritápolis aparece em grande parte da área mapeada a oeste do rio Santo Antônio, sob a forma de blocos, *boulders in situ* ou como grandes lajedos em colinas abauladas, pouco íngremes, típico de terrenos graníticos (Figura 101). Uma feição geográfica de grande expressividade na região estudada é a Serra de Santa Rita, onde este corpo aflora em excelentes exposições.

O mapeamento geológico do corpo granítico foi realizado utilizando-se à proposta de compartimentação faciológica sugerida por Ávila (2000) e modificada por Souza (2007 e 2009) e Costa (2010). Para um melhor entendimento da gênese do mesmo, Ávila (2000) utilizou-se de variações texturais e de granulação para subdividir o granitóide Ritápolis em fácies inequigranular fina, inequigranular fina/média, inequigranular média e inequigranular média/grossa. Na presente monografia, a partir das modificações desta proposta, foram identificadas três diferentes fácies, denominadas de fácies inequigranular média, fácies inequigranular grossa e fácies inequigranular média foliada.

As rochas do granitóide Ritápolis são holocristalinas, leucocráticas, e mais raramente hololeucocráticas (I.C. entre 5 e 16%), de tonalidade clara, variando de branca a acinzentada. Quando alteradas ocasionam a formação de um solo residual rico em grãos de quartzo e com coloração esbranquiçada. Esta feição foi muito utilizada para a separação do saprólito e do solo do granitóide Ritápolis do solo e saprólito das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, bem como do solo e saprólito do gnaisse tonalítico Ramos e dos diques de metagabro – diabásio, que geram solos marrons avermelhados.

Figura 101 – Aspecto geral de um afloramento do granitóide Ritápolis. Em primeiro plano uma região caracterizada por um terreno mais aplainado e ao fundo um morro com lajedos do granitóide.

Em termos gerais, as rochas do granitóide Ritápolis na área estudada são inequigranulares com granulação desde média até grossa, localmente porfiríticas, com fenocristais de feldspato chegando até 3 centímetros de comprimento e percentualmente variando entre 5 a 40 % da rocha. A principal textura observada nas rochas é decorrente da orientação dos grãos de feldspato e quartzo (Figura 102) e foi interpretada como de fluxo magmático. A mineralogia em campo deste granitóide é representada por quartzo, feldspato (álcali-feldspato branco e plagioclásio, que podem aparecer tanto na matriz como em fenocristais), biotita, allanita, zircão e mais raramente granada (Figura 103). Estudos realizados por Ávila (2000), Souza (2009) e Costa (2010) identificaram a presença de raros grãos de granada em lâmina delgada, que poderiam corresponder a xenocristais provenientes da assimilação da rocha encaixante, principalmente o protólito dos gonditos.

A fácies média foliada foi estudada mais detalhadamente por Costa (2010) e ocorre na parte sudoeste da área estudada. As principais características desta facies, que a diferem das outras fácies estudadas, são: forte foliação impressa nas rochas (Figura 104); coloração cinza médio a claro, com índice de cor mais elevado do que as das outras fácies; e associação das

mesmas com uma rocha hololeucocrática média em quase todas as exposições estudadas (Figura 105).

Figura 102 - Orientação dos fenocristais de feldspato interpretada como sendo decorrente de fluxo magmático primário.

Figura 103 – Raro grão de granada com tamanho milimétrico encontrado na fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

Figura 104 – Detalhe da foliação (na direção do martelo) impressa nas rochas da fácies média foliada do granitóide Ritápolis. Presença de um pegmatito na parte inferior da foto cortando a foliação.

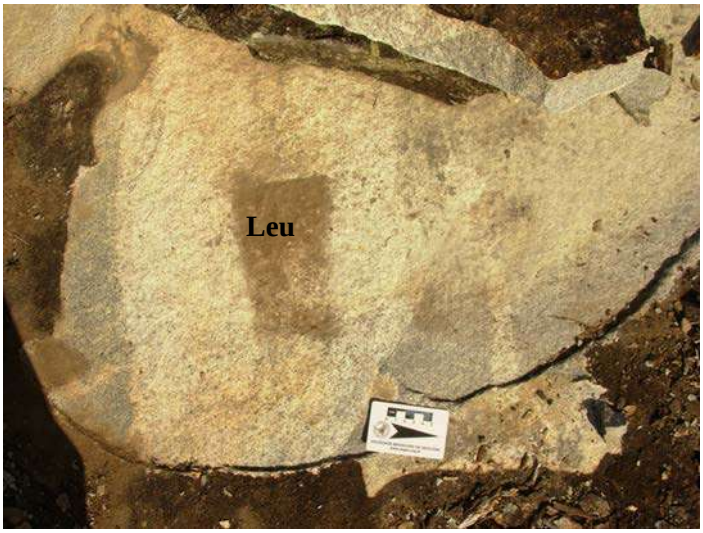


Figura 105 - Dique de leucogranito (Leu) de coloração esbranquiçada cortando as rochas da fácies média foliada do granitóide Ritápolis.

Um aspecto muito comum em rochas das diferentes fácies estudadas do granitóide Ritápolis é a presença de enclaves xenóliticos, que apresentam forma oblata e estão orientados conforme o fluxo ígneo (Figuras 106 e 107). Porém alguns enclaves também apresentam formas irregulares e mostram distintos graus de assimilação (Figuras 108 e 109). Estes enclaves são compostos principalmente por biotita (Figura 110), e mais raramente por plagioclásio e magnetita e foram interpretados como fragmentos das rochas anfibolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes, que foram englobados pelo magma granítico durante sua ascensão, podendo indicar uma situação de *stopping* magmático, como sugerem os *roof pendant* presentes em diversas partes do granitóide (Anexo I – Mapa geológico). A mineralogia destes enclaves foi modificada devido à entrada de potássio no sistema (oriundo do granito), que transformou a hornblenda metamórfica em biotita.

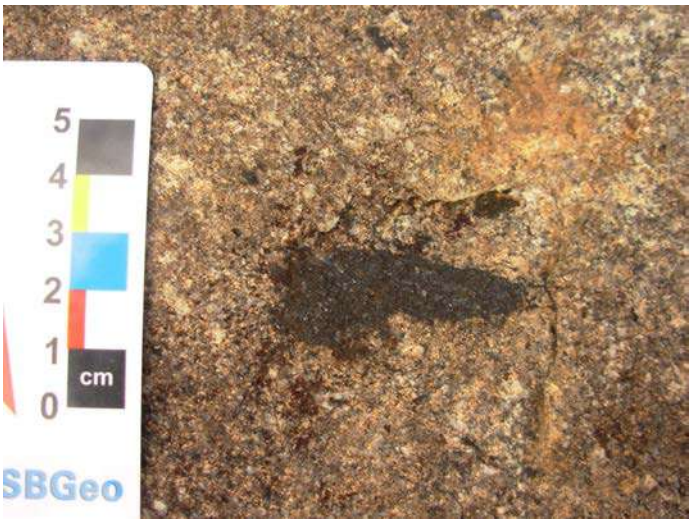


Figura 106 – Enclave xenolítico ligeiramente oblato e orientado segundo a direção do fluxo ígneo do granitóide Ritápolis.

Figura 107 – Enclaves xenolíticos de rocha anfibolítica (envolvidos por círculos brancos) orientados segundo a direção do fluxo ígneo (representada pelas setas) do granitóide Ritápolis

Figura 108 – Enclave xenolítico com um grau mais avançado de assimilação em sua borda direita. Destaca-se ao sudeste da lapiseira a presença de um outro tipo de enclave com tamanho menor.

Figura 109 – Enclave xenolítico com um grau mais avançado de assimilação, onde é possível de se observar na sua porção oeste a presença de grãos tabulares de feldspato oriundos do magma granítico.

Figura 110 – Enclave xenolítico composto principalmente por biotita, que seria decorrente da transformação da hornblenda metamórfica a partir da entrada de potássio oriundo do granitóide.

Foram encontrados também outros tipos de enclaves, representados por *schilliren* biotíticos (Figuras 111 e 112) e autólitos (Figura 113, 114 e 115) de rochas graníticas na fácies média do granitóide Ritápolis

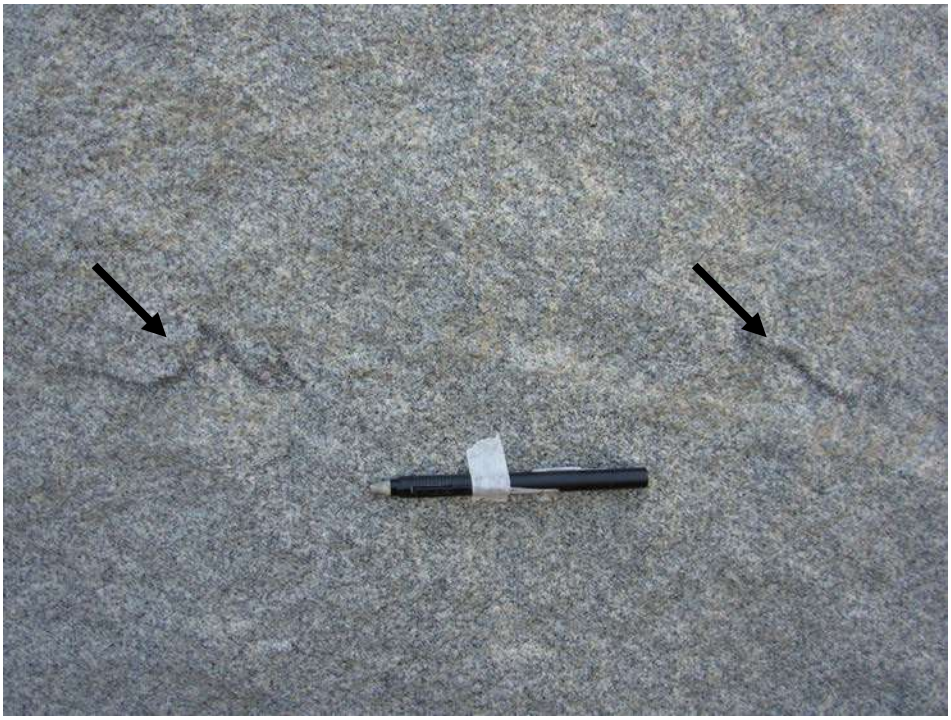


Figura 111 – Presença de *schillirens* biotíticos em rocha da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis. Estes enclaves estão orientados conforme a movimentação do magma.

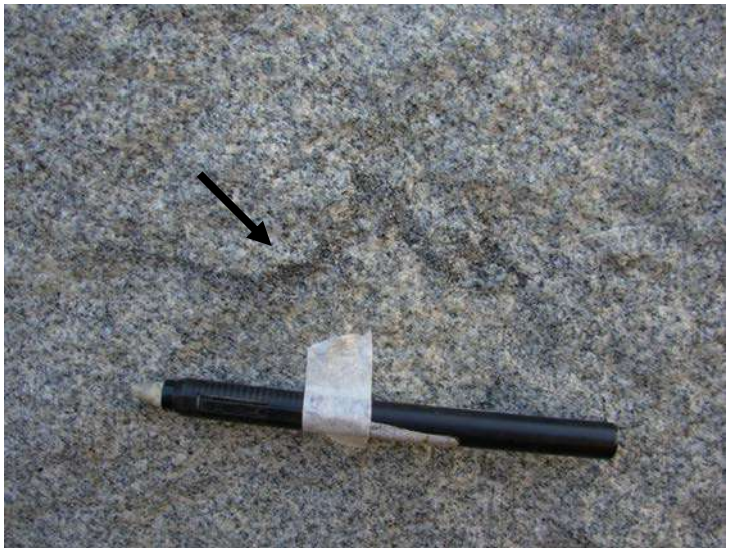


Figura 112 – Detalhe do *schilliren* biotítico com forma afinada em rocha da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

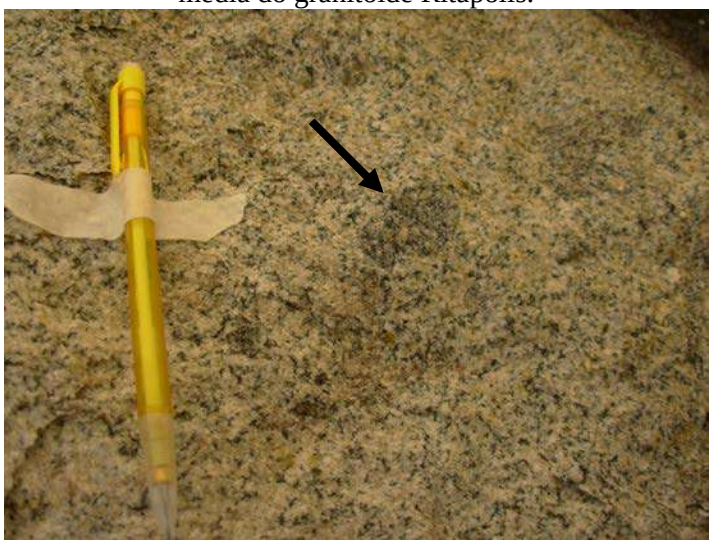


Figura 113 – Enclave autolítico com formato circular de rocha granítica na fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

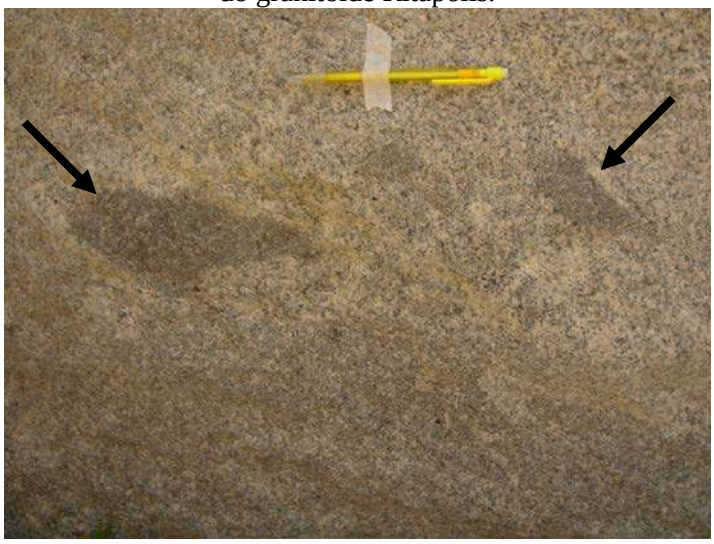


Figura 114 – Enclave autolítico com formato parcialmente anguloso de rocha granítica fina na fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

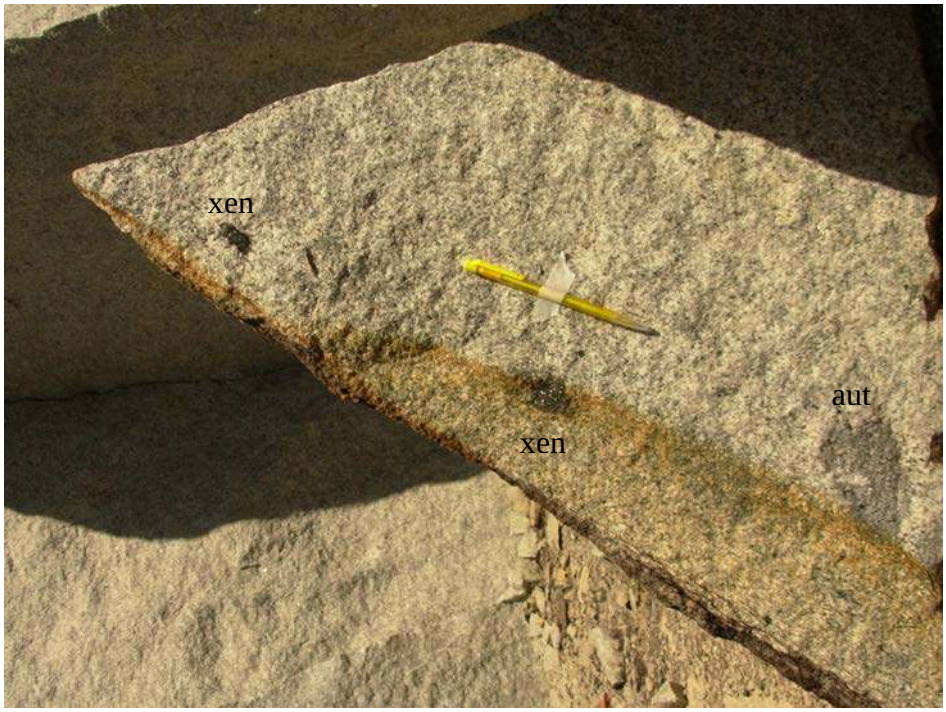


Figura 115 – Enclaves autolíticos (aut) e xenolíticos (xen) em rocha da fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

As rochas do granitóide Ritápolis são cortadas por diques de metagabro-diabásio, por diques pegmatíticos graníticos (Figura 104), provenientes do próprio granitóide e por diques milimétricos de leucogranitos.

Os pegmatitos são extremamente abundantes em toda a área mapeada, apresentam espessuras centimétricas a métricas (Figura 116), têm como mineralogia principal álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e minerais opacos, destacando-se dentre estes a magnetita. Suas direções não seguem um padrão estrutural principal, dificultando a medida de seu *strike* em campo. Foi possível notar que, em certos diques pegmatíticos as bordas têm granulação mais grossa que o núcleo, o que pode ser explicado pela hipótese de entrada de voláteis a partir da borda do pegmatito durante a sua cristalização. Esses pegmatitos fazem parte de um importante aspecto econômico da região, pois são mineralizados em tantalita e cassiterita, sendo exaustivamente explorados no passado.

O granitóide Ritápolis é ainda cortado por uma zona de cisalhamento de direção NNE/SSW, que origina rochas miloníticas e uma forte foliação sub-vertical (Figura 117), bem como por veios de quartzo com uma lineação marcante, denominado de L-tectonito. Propõe-se que a zona de cisalhamento que afetou as rochas do granitóide Ritápolis seja a mesma que afetou as rochas da fácies inequigranular média/fina do ortognaisse Resende Costa, ocasionando a formação de filitos. Zonas de cisalhamento milimétricas, de caráter sinistral, também estão presentes por todo o corpo (Figura 118).

Figura 116 – Corpo pegmatítico cortando rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis.

Figura 117 - Foliação subvertical impressa nas rochas do granitóide Ritápolis devido ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento ao norte da área mapeada.

Figura 118 - Zona de cisalhamento levógira deslocando um pegmatito em rochas da fácies média do granitóide Ritápolis.

8.6 – DIQUES DE METAGABRO-DIABÁSIO

Foram observados 9 diques de metagabro-diabásio cortando os demais litótipos aflorantes na área estudada (Tabela 7). Esses corpos apresentam geometria tabular e espessura relativa variando entre 10 e 30 metros, porém escorregamentos de solo e ausência de contatos visíveis levaram a interpretar a presença de áreas do dique com até cerca de 100 metros de largura.

Tabela 7 – Amostras dos diques de metagabro-diabásio estudados

Amostra	Nº de lâminas	Longitude	Latitude	Litologia	Geoquímica	Observações
EL-4c	1	569947	7685367	Diabásio	X	
EL-19	1	571999	7686141	Metagabro		
EL-20	1	572305	7686142	Metagabro	X	
EL-23	1	573259	7686554	Diabásio	X	Pertence ao mesmo dique que EL-176
EL-102	1	574290	7680152	Diabásio		
EL-131	1	575422	7679202	Diabásio		
EL-148c	2	573847	7677898	Diabásio		
EL-176	1	573899	7685827	Diabásio		Pertence ao mesmo dique que EL-23
EL-189	2	578264	7684973	Diabásio		Pertence ao mesmo dique que EL-244
EL-211	1	579051	7683090	Diabásio		
EL-244	2	575891	7686562	Diabásio		Pertence ao mesmo dique que EL-189

Em campo, as rochas desta unidade geralmente estão bastante alteradas, formando espessos saprólitos ou mantos regolíticos. Esses saprólitos ou solos, de coloração avermelhada, podem ser facilmente confundidos com os solos residuais formados pelas rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, pois ambas as unidades apresentam rochas com mineralogia principal semelhante, formada por uma fase máfica (piroxênio no caso dos diques de diabásio e anfibólio no caso dos diques de metagabro e anfibolitos) e félsica (plagioclásio em ambos).

Os diques de metagabro-diabásio ocorrem principalmente sob a forma de blocos ou *boulders* rotundos, conseqüência da atuação dos processos intempéricos, que realçam a esfoliação esferoidal. Quando o corpo em questão é afanítico, não é possível identificar seus minerais em campo, porém quando este é fanerítico fino a médio caracteriza-se a presença de

piroxênio e/ou anfibólio, bem como plagioclásio. Mudanças no caráter mineralógico dessas rochas (devido ao metamorfismo) podem ser inferidas ainda em campo, todavia é freqüente a observação das texturas ofítica e subofítica nas variedades de granulação mais grossa. Nas bordas dos diques mais espessos a rocha é consideravelmente mais fina, de cor marrom oliva, com aspecto filítico e forte clivagem (Figura 119), o que não é observado na região central dos diques, onde predomina a textura ofítica.

Figura 119 – Aspecto filítico da borda de um dique com forte aspecto deformacional, dado pela presença de uma marcante foliação.

Dentre todos os diques encontrados, dois se destacaram devido a suas espessuras e comprimento. Estes estão localizados na parte nordeste do mapa com orientação NW/SE, e cortam os litótipos referentes ao ortognaisse Resende Costa no lado leste da falha do rio Santo Antônio e as rochas da facies grossa do granitóide Ritápolis no lado oeste (Anexo I – Mapa geológico). Afloramentos e blocos *in situ* presentes na borda deste corpo apresentam uma marcante foliação com medidas de 43°/58° em média.

Um dique de menor espessura está localizado na parte sudoeste do mapa e é intrusivo na fácies média do granitóide Ritápolis. Esse dique também apresenta uma orientação aproximada NW/SE (por volta de 120º-300º). Sua borda está foliada (40º/55º), o que condiz com as medidas realizadas em outros diques da região.

Os pontos EL-64 e EL-156 representam uma rocha "vulcânica porfirítica félsica", associada a um dique máfico. Esse "felsito" muito alterado é de interpretação duvidosa, porém acredita-se ser um dique concordante ao dique máfico.

8.6.1 – PETROGRAFIA

Vasques (2009), estudando os diques da região a oeste da área estudada, separou os mesmos em dois grupos: um com mineralogia totalmente metamórfica, mesmo que contendo

textura de caráter ígneo ou não; e outro contendo minerais e textura ígnea preservados. Utilizando como base essa proposta, grande parte das amostras estudadas se encaixa no grupo dos diques com mineralogia e textura ígnea preservada, sendo que apenas duas amostras (EL-19 e EL-20) apresentam mineralogia que pode ser considerada como metamórfica.

Após a análise de quatorze lâminas petrográficas, referentes ao estudo de 9 diques, foram identificados plagioclásio, augita, ortopiroxênio, apatita, vidro vulcânico e minerais opacos. Como minerais secundários foram encontrados uralita e iddingsita.

A textura mais comumente observada foi a ofítica, mas a intersetal e variolítica também foram encontradas. A textura ofítica é dada quando os grãos de plagioclásio estão inclusos pela augita (Figura 120), enquanto a textura variolítica ocorre nos interstícios entre os fenocristais de plagioclásio e é representada por uma sequência de finas ripas alongadas ou aciculares de plagioclásio (Figura 121). A textura intersetal é caracterizada pela presença de vidro vulcânico nos interstícios dos grãos de piroxênio e plagioclásio. Na lamina EL-102, a presença de dois tipos diferentes de texturas, encontradas em pontos distintos da lâmina (subofítica, com grãos de plagioclásio parcialmente inclusos na augita; e intergranular com augita nos interstícios de aglomerados de plagioclásio - Figura 122).

O plagioclásio na maioria das amostras varia de euédrico a subédrico, tem forma tabular, é alongado e normalmente menor do que 1 mm, mas ocorre como fenocristais de até 1 cm, sendo identificado como bytonita (An_{72-75}). Feições de rápido arrefecimento do plagioclásio são encontradas na lâmina do ponto EL-4C, tendo como exemplo cristais esqueléticos (Figura 123) e crescimento em forma de pluma (Figura 124). A augita aparece tanto como cristais xenomórficos como euédricos entre 0,1 a 0,5 mm, normalmente como inclusões parciais no plagioclásio. O ortopiroxênio é bem mais raro, sendo menor do que a augita (0,1 mm em média), contudo, na lâmina EL-4C o ortopiroxênio ocorre como fenocristais de até 1 cm de comprimento em seu maior eixo (Figura 125). São idiomórficos, sem inclusões parciais de plagioclásio, como a augita, o que leva a crer que sua cristalização seja anterior a esses dois minerais. Na lamina EL-4C, o ortopiroxênio comumente apresenta bordas com sobrecrescimento de clinopiroxênio, característico de corona magmática (cristalização fracionada) (Figura 125). A apatita é rara, aparecendo na forma de acículas submilimétricas inclusas no plagiocásio. Os minerais opacos são predominantemente hipidiomórficos e mais raramente xenomórficos, com 1 mm em média, sendo que no ponto EL-189, os minerais opacos parecem ter sofrido um processo de corrosão magmática, pois sua forma é fortemente penetrada pelo magma que cristalizou piroxênio e plagioclásio (Figura 126), indicando que o mineral opaco seria precoce no magma. A uralita representa o resultado

da alteração hidrotermal do piroxênio enquanto a iddingsita é um argilomineral de cor laranja (Figura 127), xenomórfica, provavelmente produto de alteração da olivina.

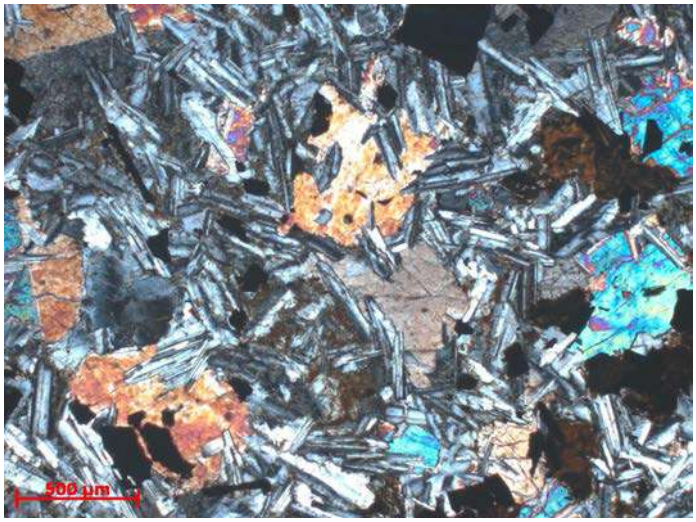


Figura 120 – Exemplo de textura ofítica, presente em grande parte dos diques de diabásio estudados.

Figura 121 – Exemplo de textura variolítica, onde os interstícios são preenchidos por finas ripas de plagioclásio.

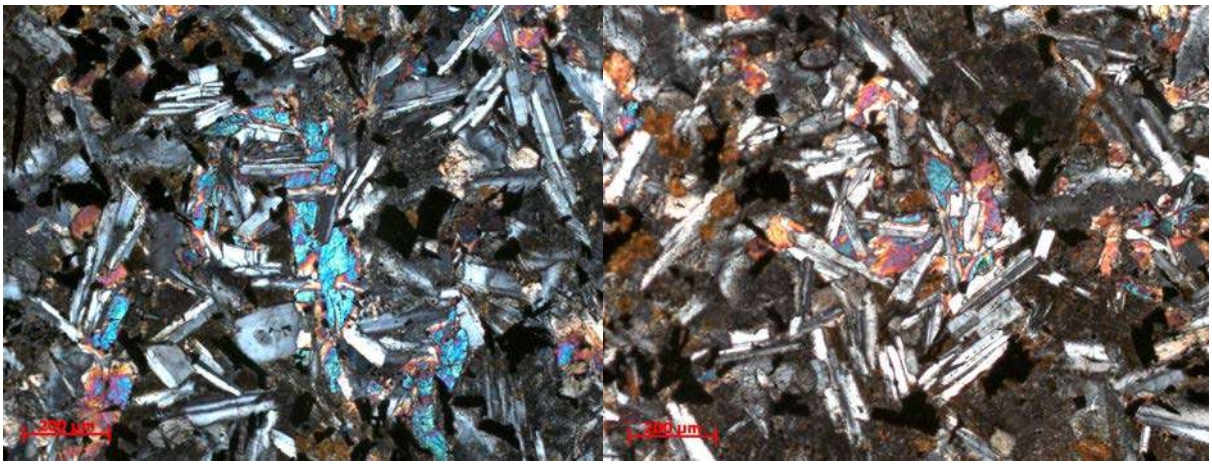


Figura 122 – Textura subofítica (à esquerda) e intergranular (à direita), na mesma rocha.

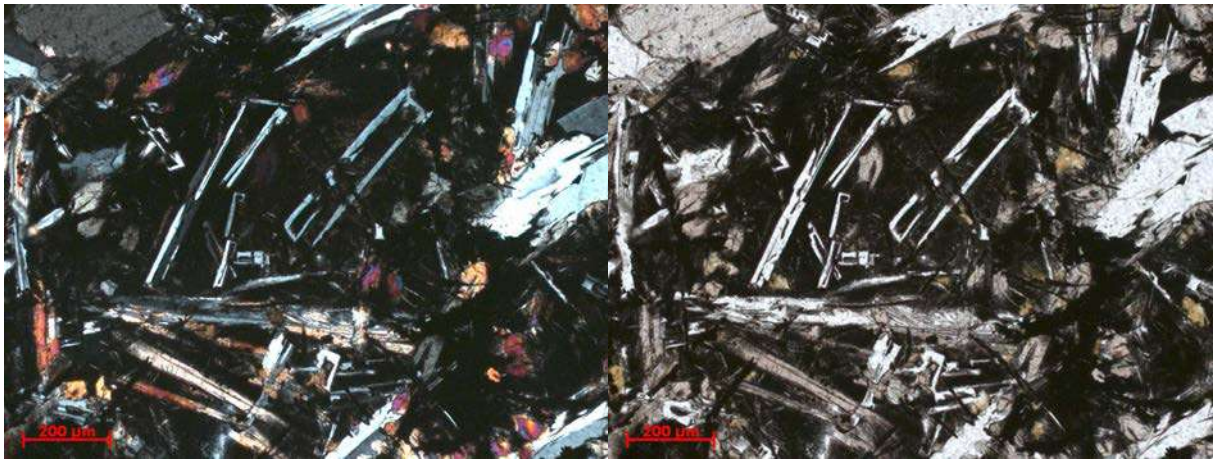


Figura 123 – Hábito esquelético do plagioclásio indicando rápido resfriamento.

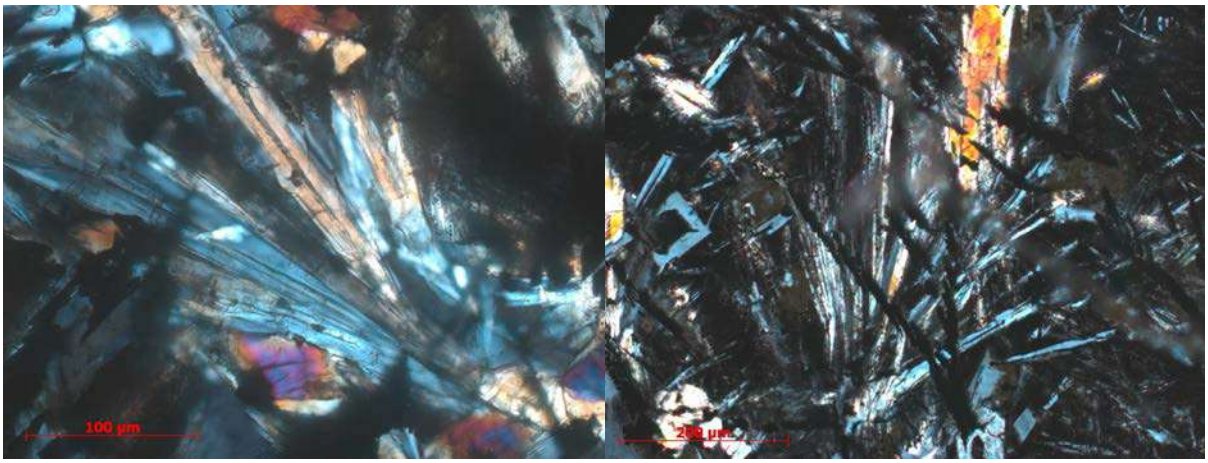


Figura 124 – Exemplos de crescimento de plagioclásio em forma de pluma devido à recristalização de vidro vulcânico.

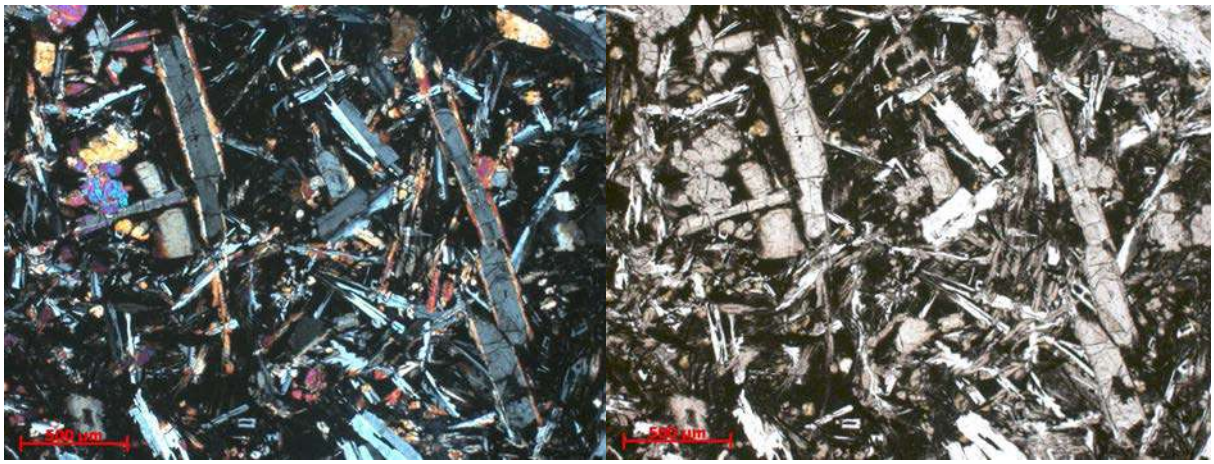


Figura 125 – Exemplo de fenocristais de ortopiroxênio idiomórfico, com crescimento de clinopiroxênio em suas bordas.

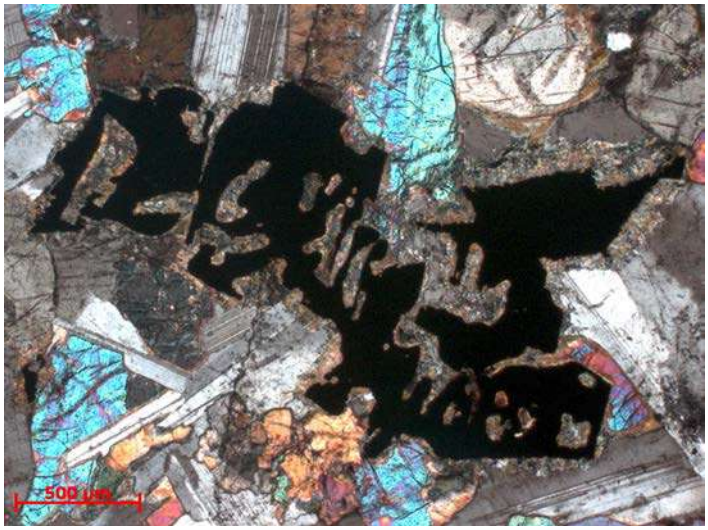


Figura 126 – Mineral opaco com feição de corrosão magmática, apontando que este mineral se formou em condições de instabilidade no magma.

Figura 127 – Iddingsita, provavelmente proveniente da alteração da olivina.

Foi constatado nas lâminas EL-19 e EL-20, uma paragênese constituída de plagioclásio, augita, hornblenda, apatita, minerais opacos, epidoto, titanita, quartzo e actinolita. A presença dos dois anfibólios (hornblenda e actinolita) nos diques de metagabros estudados foi associada à atuação de processos metamórficos. A lâmina EL-19 apresenta ainda textura ígnea preservada, porém com presença de hornblenda xenomórfica nos interstícios dos grãos de plagioclásio (Figura 128), que poderia corresponder a um clinopiroxênio pseudo substituído pelo anfibólio metamórfico. A lâmina EL-20 apresenta uma transformação metamórfica mais intensa, sendo que os minerais primários foram totalmente modificados, dificultando sua identificação. Nesta lâmina, o plagioclásio está bastante alterado para sericita, sendo que os minerais opacos são manteados por titanita, enquanto a presença de augita não foi identificada, pois esta teria sido totalmente pseudomorfisada para actinolita esverdeada,

com tamanho entre 0,3 a 0,6 mm, que apresenta pleocroismo de incolor a verde-claro (Figura 129). Essa paragênese é típica de rochas máficas metamorfisadas em condições de fácies xisto-verde.

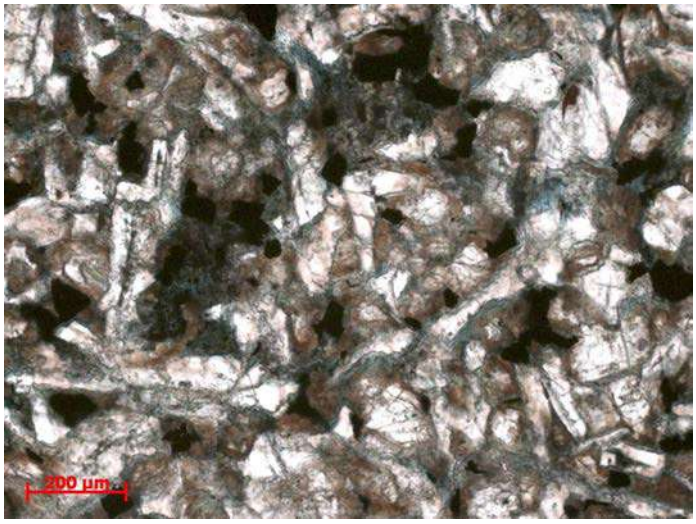


Figura 128 – Presença de hornblenda no interstício dos grãos de plagioclásio (ponto EL-19).

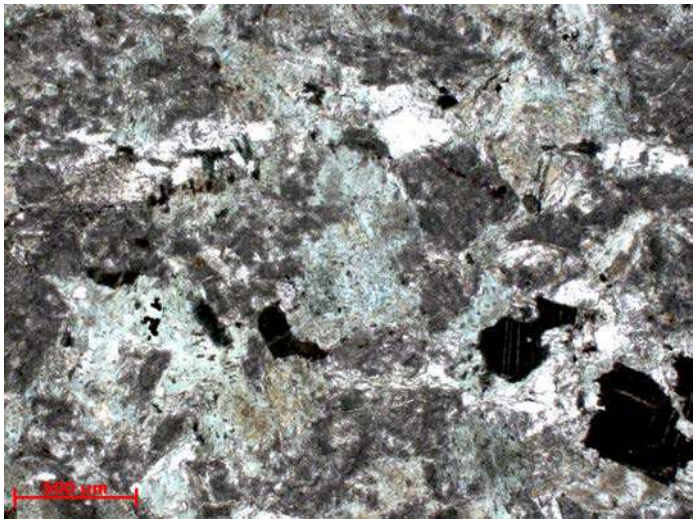


Figura 129 – presença de actinolita, substituindo pseudomorficamente as augitas, no dique de metagabro da região (ponto EL-20).

8.6.2 – GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas em três amostras selecionadas dos diques (Tabela 8), sendo que uma delas apresentava mineralogia metamórfica (EL-20) e duas apresentavam mineralogia e textura ígnea (EL-4C e EL-23). Os critérios de seleção das amostras em campo para a análise geoquímica foram os mesmos adotados para a análise dos anfibolitos: graus de intemperismo da rocha; diferenças petrográficas; e distribuição espacial das mesmas na área estudada.

Analisando os resultados químicos, podemos notar algumas diferenças entre os dois tipos de dique. O dique com feições metamórficas é mais pobre em SiO_2, K_2O e TiO_2, e mais

rico em CaO e MgO que os diques com mineralogia e textura ígnea. Assim como nos anfibolitos, as analises realizadas foram comparadas com as de Vasques (2009) para que haja melhor representatividade dos dados. Vasques (2009) subdividiu em três subgrupos os corpos de metagabro a partir de suas diferenças na composição química. A legenda utilizada em todos os gráficos feitos segue o modelo da Figura 130.

Tabela 8 – Análises químicas dos diques de metagabro – diabásio.

Amostras	EL-4C	EL-20	EL-23
Litologia	Diabásio	Metagabro	Diabásio
SiO_2	51,46	48,53	50,19
TiO_2	4,04	2,27	3,92
Al_2O_3	12,97	13,62	13,41
Fe_2O_3	12,81	13,45	13,96
MnO	0,18	0,20	0,18
MgO	4,71	6,52	4,39
CaO	8,55	10,79	7,62
Na_2O	2,46	2,06	2,86
K_2O	1,60	0,43	1,78
P_2O_5	0,49	0,18	0,57
Perda ao fogo	0,83	1,91	1,25
Total (%)	100,10	99,96	100,13
V	456	170	374
Cr	50	100	N.D
Co	57	66	48
Ni	60	99	35
Zn	74	73	58
Ga	14	13	14
Rb	62	25	37
Sr	712	274	548
Y	31	21	24
Zr	208	106	185
Nb	19	12	24
Ba	394	268	488

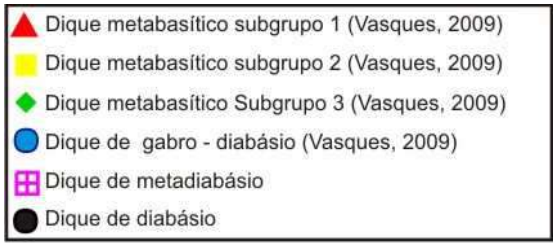


Figura 130 – Legenda utilizada nos gráficos geoquímicos.

Os gráficos de Harker não foram confeccionados devido à pequena quantidade de análises realizadas. Na tentativa de classificação das rochas, utilizou-se o gráfico SiO_2 x Na_2O + K_2O de LeMaitre (1989), onde todas as amostras estudadas caem no campo dos basaltos,

porém já é possível se notar a distinção entre os diques com mineralogia metamórfica e aqueles com mineralogia e textura ígnea (Figura 131), enquanto no gráfico SiO_2 (%p) x Zr/TiO_2 *0,0001 (Winchester & Floyd, 1977) todas as amostras são classificadas como basaltos subalcalinos (Figura 132). A distinção das séries magmáticas foi realizada através do diagrama AFM (Irvine & Barangar, 1971), onde todas as amostras estudadas plotaram no campo da série toleítica (Figura 133), porém não mostram forte enriquecimento de FeO_{total}.

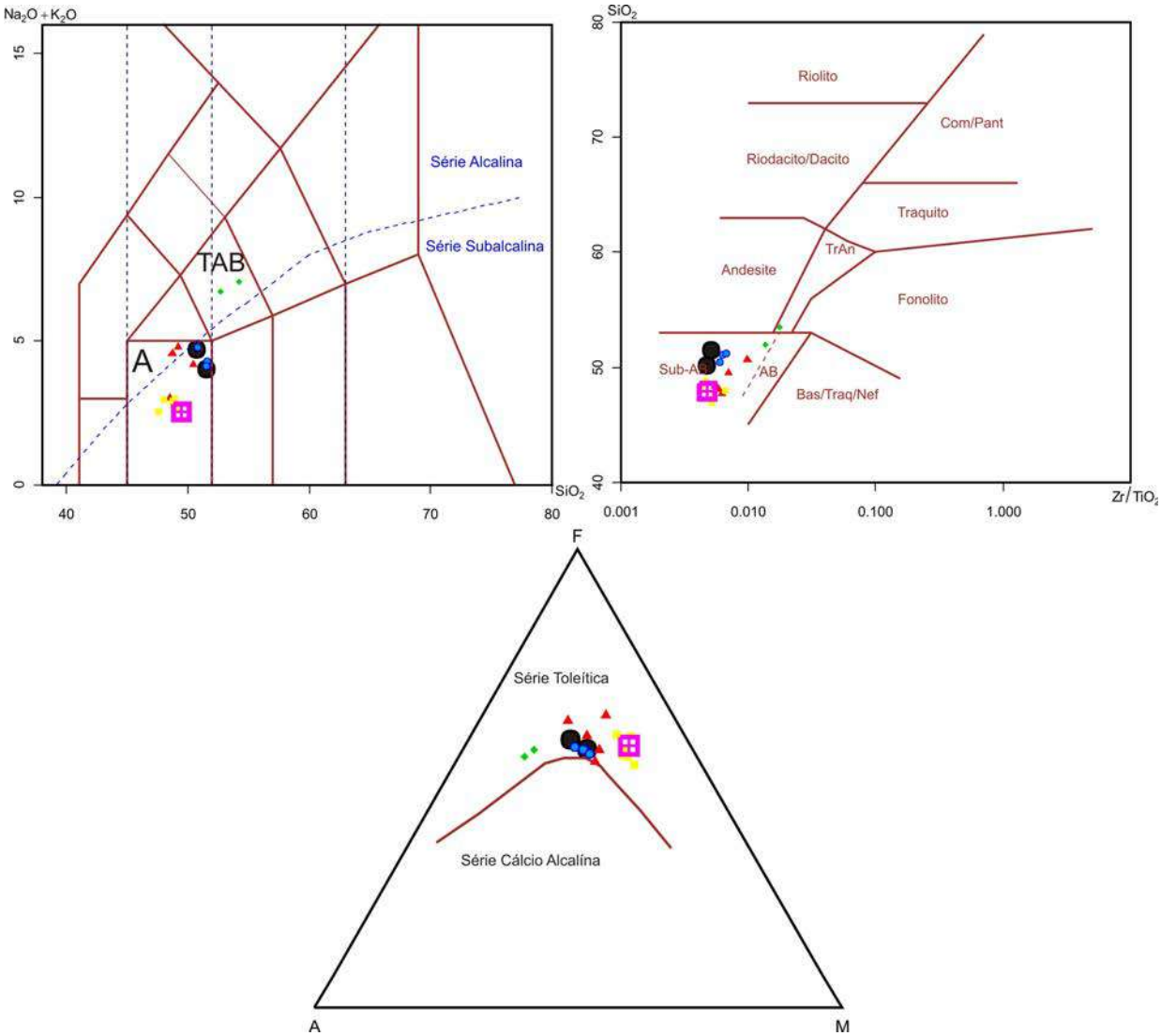


Figura 131 a 133 – Gráficos de classificação das rochas e descriminantes de série magmáticas. Figura 131: SiO_2 x $Na_2O + K_2O$ (LeMaitre, 1989). Legenda: A – Basaltos; TAB – Traqui-andesítico basáltico. Figura 132: SiO_2 x Zr/TiO_2 *0,0001 (Winchester & Floyd, 1977). Figura 133: Na_2O+K_2O x FeOt x MgO (Irvine & Barangar, 1971).

Com relação as gráficos de ambiência tectônica, no diagrama Zr x Sr/2 x Ti/100 (Figura 134), a amostra do dique metamorfisado plota no campo dos basaltos de fundo oceânico, enquanto as amostras não metamorfisadas plotam no limite entre o citado campo e o campo dos basaltos toleíticos de arco de ilha. No diagrama 10xMnO x $10xP_2O_5$ x TiO_2 de

Mullen (Figura 135), vemos que a rocha metamorfisada cai no campo dos MORB, enquanto as rochas não metamorfisadas, no campo dos toleitos de arco de ilha. No gráfico Zr/Y x Zr (Pearce & Norry, 1979) as amostras sem enquadram no campo dos basaltos tipo intra-placa (Figura 136).

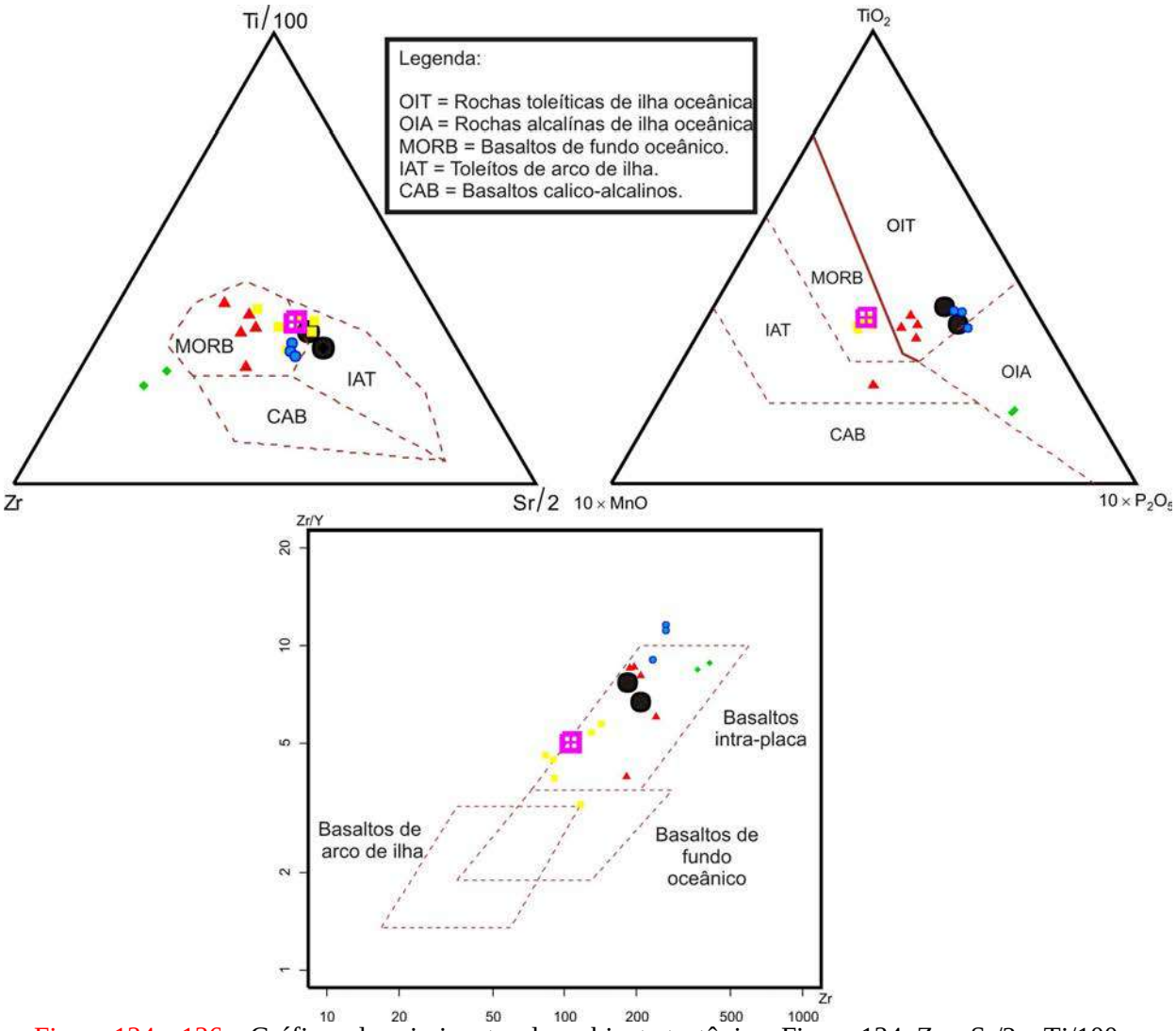


Figura 134 a 136 – Gráficos descriminantes de ambiente tectônico. Figura 134: Zr x Sr/2 x Ti/100 (Pearce & Cann, 1973). Figura 135: 10xMnO x 10xP_2O_5 x TiO_2 (Mullen, 1983). Figura 136: Zr x Zr/Y (Pearce & Norry, 1979).

Admite-se a partir dos gráficos geoquímicos uma clara associação do dique com feições metamórficas (EL-20) com o subgrupo 2 proposto por Vasques (2009), o que pode ser comprovado a partir da comparação das porcentagens de TiO_2, CaO, MgO e Zr (Tabela 9). Quanto aos outros dois diques (EL-4C e EL-23), por apresentarem mineralogia ígnea e texturas primárias preservadas, eles foram correlacionados aos diques de gabro-diabásio de Vasques (2009).

Tabela 9 – Valores comparativos para a subdivisão dos diques de metagabro. Proposto por Vasques (2009).

	Subgrupo 1	Subgrupo 2	Subgrupo 3
SiO_2	47,70 – 50,60	46,90 – 48,80	51,90 – 53,50
TiO_2	2,46 – 3,40	1,81 – 2,39	3,96 – 4,06
MgO	3,84 – 6,20	6,30 – 7,24	2,69 – 2,93
CaO	7,10 – 8,83	10,40 – 11,30	4,85 – 5,53
Na_2O	1,84 – 3,90	2,31 – 2,50	4,04 – 4,42
K_2O	0,57 -2,06	0,19 – 0,66	2,57 – 2,59
P_2O_5	0,35 – 0,39	0,16 – 0,20	0,99 – 1,11
Zr	182 – 242	83 – 143	363 – 407
Cr	92 – 307	159 – 256	4 – 5
Nb	15 – 30	9 – 13	17 – 18

9– CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

A partir do trabalho de campo foi possível estabelecer uma provável seqüência estratigráfica entre as unidades estudadas. As rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e as do gnaisse tonalítico Ramos foram interpretadas como as mais antigas entre as unidades mapeadas, porém não foram observadas evidências conclusivas que o supracitado gnaisse seria mais velho ou mais novo que as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes. Em relação ao ortognaisse Resende Costa, não foi encontrado nenhum xenólito no mesmo, impossibilitando o estabelecimento das relações entrecortantes deste corpo com as rochas ao seu redor. Porém, devido ao seu caráter intrusivo, em mapa, podemos sugerir que ele seja mais novo que gnaisse tonalítico Ramos e que o *greenstone belt* Rio das Mortes. O granitóide Ritápolis tem posição estratigráfica melhor definida, pois apresenta xenólitos das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, assim como é intrusivo nestas rochas e no gnaisse tonalítico Ramos sob a forma de um dique. Entre o ortognaisse Resende Costa e o granitóide Ritápolis, pode existir uma dúvida referente à idade relativa de ambos, porém, corpos pegmatíticos interpretados como geneticamente relacionados ao granitóide Ritápolis por diversos autores (Quéméneur & Baraud, 1982; Pires & Porto Júnior, 1986; Quéméneur, 1987; Ávila, 2000; Ribeiro *et al.*, 2003) cortam o ortognaisse Resende Costa, assim como o gnaisse tonalítico Ramos e as rochas pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Mortes, indicando que o granitóide Ritápolis é uma unidade mais nova do que todas as outras unidades já citadas. Os diques de metagabro-diabásio cortam todas as unidades (inclusive o granitóide Ritápolis) e não há duvidas de que eles são a unidade mais nova estudada. Destaca-se que foram encontrados diques com mineralogia metamórfica e diques com feições primárias preservadas, indicando a presença de duas gerações distintas temporalmente.

Em relação ao gnaisse tonalítico Ramos, foi constatada a existência de pelo menos duas fases deformacionais atuando nesse corpo: a fase D_n considerada como formadora do bandeamento gnáissico; e a fase D_{n+1} que originou dobras apertadas neste bandeamento, dobrando ainda diques tonalíticos e pegmatíticos que intrudiram discordantemente o bandamento. Posteriormente, corpos pegmatíticos intrudem nesta seqüência e truncam inclusive o plano axial desse dobramento, sendo portanto mais novos. Em relação ao padrão estrutural encontrado, as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes não diferem muito do gnaisse tonalítico Ramos, apresentando mais de uma fase de deformação impressa. Como o estudo no gnaisse tonalítico Ramos ainda é incipiente, fica difícil traçar seu contexto evolutivo, porém, preferiu-se não incluir essas rochas no *greenstone belt* Rio das Mortes.

Sugere-se desta maneira que o gnaisse tonalítico Ramos seria um litótipo mais antigo que o *greenstone belt* Rio das Mortes. Podemos dizer, em tom especulativo, que o gnaisse tonalítico Ramos corresponde a um fragmento de um terreno gnáissico relacionado a algum complexo metamórfico Arqueano.

O *greenstone belt* Rio das Mortes foi subdividido em três unidades: metaultramáfica, metamáfica e metassedimentar. A unidade metassedimentar é composta por gonditos intercalados com filitos avermelhados a acinzentados e raros quartzitos. A unidade metaultramáfica é representada um único corpo, com textura cumulática, composto por hornblenda + diopsídio + epidoto + plagioclásio + titanita + zircão + sericita ± olivina ± quartzo. Os minerais metamórficos presentes são representados por hornblenda, epidoto, titanita, quartzo e sericita, sendo os demais minerais considerados como de origem ígnea. A unidade metamáfica foi subdividida em duas subunidades: anfibolitos finos a médios; e anfibolitos com piroxênio. Os anfibolitos finos a médios são compostos por hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{32–36}$) + epidoto + zircão + minerais opacos + apatita + titanita + clinozoisita ± granada ± quartzo, enquanto os anfibolitos com piroxênio são constituídos por hornblenda verde a castanha + andesina ($An_{40–42}$) + diopsídio incolor a verde-pálido + epidoto + zircão + apatita + rutilo + titanita. ± quartzo. Essas duas subunidades não apresentam minerais primários preservados. Quanto ao metamorfismo impresso nessas rochas, o gráfico PxT indicou condições levemente diferentes entre as duas subunidades. Os anfibolitos finos a médios sofreram condições de PxT equivalentes a facies anfibolito baixo, enquanto os anfibolitos com piroxênio estariam com mineralogia condizente com condições de PxT da facies anfibolito médio a alto, porém sem chegar à facies granulito, devido à ausência de ortopiroxênio em sua composição, fator essencial para a consideração de tal facies. A geoquímica mostrou que as duas rochas estudadas são basaltos andesíticos, toleíticos e os resultados de sua ambiência tectônica apontam para basaltos de arco vulcânico ou MORB.

Os estudos desenvolvidos na borda meridional do cráton São Francisco levaram Ávila *et al.* (2008) a formular uma tabela de subdivisão das fases metamórficas encontradas (Tabela 10). Correlacionando-se esta tabela com as rochas estudadas e as condições metamórficas encontradas, chegamos à conclusão que a paragênese da unidade anfibolítica fina a média poderia ser correlacionada ao evento metamórfico Paleoproterozóico I. Já em relação à paragênese da unidade anfibolítica com piroxênio, não existe um evento metamórfico Paleoproterozóico compatível com as condições de PxT encontradas (fácies anfibolito alto).

A diferença mineralógica entre os anfibolitos finos a médios e os anfibolitos com piroxênio pode ser explicada se considerarmos que os protólitos destas unidades fossem

distintos. Hyndman (1982) propõe que diopsídio possa ocorrer em rochas da facies anfibolito quando o protólito (vulcânico máfico ou sedimentar) é muito rico em cálcio. Williams *et al.* (1982) sugerem que anfibolitos derivados de tufos básicos ou mistura de tufos e carbonatos poderiam apresentar abundante diopsídio verde claro e quartzo, bem como granada poderia estar presente ou ausente.

Uma diferença marcante entre os anfibolitos com piroxênio descritos por Williams *et al.* (1982) e os estudados é a ausência de hornblenda verde – azulada nos estudados. Outro aspecto que corrobora com a hipótese do protólito ser uma rocha tufácea é o fato da unidade metassedimentar e a unidade anfibolítica com piroxênio estarem muito próximas (correlação espacial), podendo as mesmas fazerem parte de uma única faixa segmentada de rochas supracrustais. Se este for o caso, podemos incluir a unidade anfibolítica com piroxênio como sendo afetada pelo evento Paleoproterozóico I. Se não considerarmos a variação composicional do protólito, um novo evento PxT teria que ser levado em consideração, sendo então um pulso metamórfico mais velho do que 2250 Ma, por se tratar de condições de pressão e temperatura (facies anfibolito alto) ate então não encontradas na área.

Tabela 10 - Subdivisão do metamorfismo da borda meridional do cráton São Francisco proposta por Ávila *et al*, 2008.

Eventos metamórficos	Facies metamórfica	Paragênese
Paleoproterozóico I: 2250 - 2190 Ma (Ávila *et al.*2008)	Facies anfibolito	Mg-hornblenda/Fe-hornblenda + oligoclásio ou andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titanita ± ilmenita. (Cherman, 1999; Toledo, 2002)
Paleoproterozóico II: 2131 – 2100 Ma (Ávila, 2000)	Facies xisto – verde a anfibolito baixo	Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita (Ávila, 2000)
Paleoproterozoico III: 2059 - 2030 Ma (Machado *et al.*, 1996)	Facies anfibolito	Caracterizada no Quadrilátero Ferrífero
Neoproterozóico: 604 - 567 Ma. (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhurst, 1993)	Facies xisto verde (alta p) a anfibolito	Cianita + biotita + clorita + granada + cloritóide + quartzo + estaurolita (Ribeiro *et al.*, 1995)

A presença de dois corpos distintos, como é o caso do granitóide Ritápolis e do ortognaisse Resende Costa, pode ser explicada através de um falhamento que teria colocado lado a lado os dois corpos. A falha sobre o rio Santo Antônio não foi observada em campo

devido à extensa sedimentação quaternária em suas margens, porém a mesma foi inferida devido aos corpos aflorarem lado a lado, bem como devido à caracterização em imagem SRTM da linearidade do rio Santo Antônio.

Não foi possível de separar os diques de metagabro–diabásio em campo, seja a partir do seu *strike* (pois famílias distintas apresentam a mesma direção) ou por feições isoladas típicas de cada um dos corpos. Neste contexto, torna-se necessária a utilização conjunta de dados de campo, petrográficos e geoquímicos para que seja possível a subdivisão dos diques em duas grandes famílias: a família dos diques de metagabro, caracterizada pelos pontos EL-19 e EL- 20, que são formados por plagioclásio + hornblenda + apatita + minerais opacos + epidoto + titanita + quartzo + actinolita ± augita; e a família dos diques de diabásio, englobando todas as outras amostras, com mineralogia formada por plagioclásio + augita + ortopiroxênio + apatita + minerais opacos ± uralita ± iddingsita. A geoquímica dos corpos aponta para diferenças marcantes entre esses dois grupos, onde as duas famílias de diques estudados são classificadas como basaltos toleíticos e seus gráficos de ambiência tectônica apontam para magmas tipo MORB para os metagabros e para MORB e/ou arco vulcânico para as rochas dos diques não metamorfisados. As relações de campo apontam que ambas as famílias de diques intrudem o granitóide Ritápolis, dando uma idade máxima para esses corpos de 2121 ± 7 Ma. Os diques com mineralogia metamórfica teriam idade mínima de 604 e 567 Ma (Trouw & Pankhust, 1993; Sollner & Trouw, 1997), idade esta que estaria associada ao ultimo evento metamórfico ocorrido na região. Isso faz com que a formação da família dos diques de metagabro estaria relacionada a um intervalo temporal muito grande entre 2121 ± 7 Ma e 567 Ma, provavelmente associados à abertura das bacias do tipo *rift* da região, enquanto seu metamorfismo estaria relacionado à orogenia Brasiliana (604 e 567 Ma), pois não há, na literatura dados referentes à existência de um pulso metamórfico entre 2121 ± 7 Ma e 567 Ma. Já os diques de diabásio, sem qualquer feição metamórfica ou deformacional, estariam relacionados a algum evento distensional posterior ao evento Brasiliano. Sendo assim, pode-se sugerir que a formação desses diques estaria associada ao magmatismo básico de idade mesozóica, relacionado à abertura do Oceano Atlântico.

Dois detalhes que não ficaram muito claros nos estudos desenvolvidos na presente monografia envolvem tanto os diques leucograníticos intrusivos nas rochas do granitóide Ritápolis e no ortognaisse Resende Costa, quanto o dique de “felsito porfirítico” que ocorre próximo ao dique de metagabro-diabásio na parte sudoeste do mapa. Especulando sobre a formação dessas rochas, uma explicação plausível para os diques leucograníticos é dada por Le Fort (1975), que mostra a existência de formação de magmas leucograníticos no Himalaia,

em ambiente colisional, devido à fusão de sedimentos. Então, esses diques leucograníticos podem ter sido formados durante a fase colisional do orógeno paleoproterozóico. O dique de felsito também poderia estar relacionado à abertura das paleobacias tipo *rift* presentes na região, sabendo-se que o magmatismo em ambiente *rift* é bimodal, com presença de rochas máficas e félsicas.

10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R, Brito-Neves B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, p.17-35.

Almeida F.F.M., Hasui H., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, *Atas*, p.363-391.

Ávila C.A. 1992. *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas Pré-cambrianas (unidade metadiorítica Itutinga e unidade metatrondjemítica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais.* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 268p.

Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 401p

Ávila, C.A., Cherman, A., Valença J.G. 2008. Dioritos Brumado e Rio Grande: geologia e relação com o metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, **66**:248-277.

Ávila C.A., Teixeira W., Pereira R.M. 2004. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Rio de Janeiro. *Arquivos do Museu Nacional*, **62**:83-98.

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Barrueto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S, Dunyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part f the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**:543-556.

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M., 2010. Rhyacian juvenile accretion in southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(2):464-482

Ávila C.A., Valença J.G., Moura C., Klein V.C., Pereira R.M. 2003. Geoquímica e idade do Tonalito/trondhjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, **61**:267-284.

Ávila C.A., Valença J.G., Moura C., Ribeiro A, Paciullo F. 1998. Idades 207Pb/206Pb em zircões de corpos metaplutônicos da região de São João del Rei, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte *Boletim Resumos*, V. 1, p.34.

Babinski M., Chemale Jr. F., William R., Van Schmus W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**(3/4):235-245.

Barbosa O. 1954. Evolution du geosynclinal Espinhaço. *In*: International Geological Congress, Comptes Rendus, Section XII: 2-37. Argel, Argélia.

Barbosa M.I.M. 1985. *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "greenstone belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 227 p.

Bard J.P. 1985. *Microtexturas de rocas magmaticas y metamorficas*. Versão castelhana de Marcellino Lago San José. Masson S.A.. Paris. 181p.

Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.*(6ª. ed.) Berlim: Springer-Verlag, 318 p.

Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia Geral da Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.

Carneiro M.A., Junior I.M.C., Teixeira W. 1998. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero) e suas implicações na evolução crustal do Cráton São Francisco meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(1):29-44.

Cherman A.F. 1999. Geologia e petrografia de áreas do *Greenstone Belt* Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirim-Tiradentes e rochas granitóides associadas, entre Nazareno e Lavras (Estado de Minas Gerais). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 161p.

Cherman A.F. 2004. *Geologia, petrografia e geocronologia de ortognaisses paleoproterozóico da borda meridional do cráton São Francisco, na Região entre Itumirim e Nazareno, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 259 p.

Condie K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts.* Amsterdan, Elsevier. 434pp.

Costa L.B.F. 2010. *Geologia da porção nordeste do granitóide Ritápolis entre Resende Costa e Ritápolis, estado de Minas Gerais*. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 101 p.

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M. & Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: L.A. Bizzi, R.M. Schobbenhaus, R.M. Vidotti & J.H. Gonçalvez (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM.

Didier J. & Barbarin B. 1991. The different types of enclaves in granites – Nomeclature. *In*: Didier J. & Barbarin B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Netherlands, Elsevier, p.19-23.

Door II J.V.N., Gair J.E., Pomerene J.B., Rynearson G.A. 1957. *Revisão da estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Avulso 81. 31 p.

Dourado C. A., 1989. *Petrografia Básica. Texturas, Classificacion y Nomenclatura de Rocas*. Paraninfo, Madrid. 143p.

Ebert H. 1956. Relatório sobre a atividade no ano de 1955; *Relat. An. Dir*, Ano de 1955, p. 79 – 85.

Ebert H. 1963. The manganese-bearing Lafaiete Formation as a guide-horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **35**(4):545-559.

Fortes P.T.F.O. & Laranjeiras N.P.F. 1987. Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do Grupo Barbacena na região de Itumirim-Nazareno, Minas Gerais. In: SBG Simpósio Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte. *Anais*, V.1, p. 164-178.

Grossi Sad J.H., Pinto C.P., Duarte C.L. 1983. Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, MG. *In*: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *Anais*, Belo Horizonte, p.259-270.

Guimarães D. & Guedes S.V. 1944. *Pesquisa de cassiterita no município de São João Del Rei*. DNPM/DFPM, Boletim 58, p.13-26.

Hyndman D.W. 1982. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill, Inc., New York, USA, 786 p.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5):523-548.

Jensen L.S, 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. *Ontario Division of Mines*, MP 66, 22 p.

Le Fort P., 1975. Himalayas: The collided Range. Present Knoledge of the continental arc. *American Journal of Science.* Vol.275-A, P.1-44

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudex A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.* London, Edinburgh, 193 p.

Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzales S.R., Schenini C.A., Neto A.S., Palmeira R.C.B., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. Geologia, folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de recursos minerais. V.32., p.1-304.

Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Idades de zircões detríticos de sequências arqueanas e paleoproterozóicas do Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do Greenstone Belt Rio das Velhas e da bacia foreland do Supergrupo Minas. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, p.110-114.

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, V.56, p. 207-218.

Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p

Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U/Pb Geochronology of gnaisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for archean and paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(1):95-102.

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 225-239.

Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. 150 pp.

Pearce J.A. & Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

Pearce J.A. & Norry M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

Peccerillo R. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamou area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **58**(1):63-81.

Pedrosa Soares A.C., Dardenne M.A., Hasuy I., Castro F.D.C., Carvalho M.V.A., Reis A.C. 1994. *Mapa geológico do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, COMIG. escala 1:100.000

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):376-415.

Pires F.R.M. 1977. *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 344 p.

Pires F.R.M. 1978. The Archean Barbacena greenstone Belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **59**:599-600.

Pires F.R.M. & Pires, H.L. 1992. Regional Zoning in the São João Del Rei Pegmatite District and Its Relation With The collisional Santa Rita Granite, Minas Gerais, Brazil. In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. *Boletim Resumos Expandidos...*, São Paulo. V.1, P. 269-272

Pires F.R.M. & Porto Júnior R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santo Rita, São João Del Rey, Minas Gerais. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, V. 5, p.2023-2034.

Pires F.R.M., Ribeiro A., Barbosa M.I.M. 1990. Distribuição do "Greenstone Belt" Barbacena na Região de São João Del Rei, Minas Gerais. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Anais*, V.5, p.2941-2951.

Porto Junior R. 1988. Petrografia, relações temporais e aspectos geoquímicos das rochas do Grupo Barbacena e do Granito Santa Rita, na região de Ritápolis Cel Xavier Chaves. MG. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém. *Anais*, V.3, p. 1364-1376.

Quéméneur J.J.G. 1987. Petography of the pegmatites from Rio das Mortes Valley, southeast Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4):595-600.

Quéméneur J.J.G. & Baraud E. R. 1982. Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brasil. *In*: SBG, Congresso Latino Americano de Geologia Argentina, 5, *Atas*, p.39-53.

Quéméneur J.J.G. & Baraud E. R. 1983. Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei – MG. *In*: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, *Atas*, p.460.

Ribeiro, A., Ávila, C.A., Valença, J.G., Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J. 2003. Geologia da Folha São João del Rei (1:100.000). *In*: Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG (Ed.). Geologia E Recursos Minerais Do Sudeste Brasileiro. Vol. III, Capítulo 11, pag. 521-622.

Ribeiro A., Trouw R.A.J., Andreis R.R., Paciullo, F.V.P., Valença J. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasiliano na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25, p. 235-248.

Schrank A. 1986. Gênese e evolução de derrames à clinopiroxênios spinifex de Piumhi – MG. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia. *Anais*, V.2, p. 695-709.

Shervais J.W. 1982. The Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planetary Science Letters*, V.59, p. 101-118.

Sial A.N. & Mcreath I. 1984. Petrologia ígnea. Volume 1. SBG/Bureau Gráfica Editora/CNPq, Salvador. 181 p.

Silva, L.C., Noce, C.M., Lobato, L.M., 2000. Dacitic volcanism in the course of the Rio das Velhas (2800–2960 Ma) Orogeny: a Brazilian Archean analogue (TTD) to the modern adakites. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 384–387.

Souza A.N. 2007. *Mapeamento faciológico do Granitóide Ritápolis e geoquímica preliminar da fácies média, região de Ritápolis – Cassiterita – São Tiago, Minas Gerais*. Monografia de graduação, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 71 p.

Souza A.N. 2009. *Evolução petrográfica e geoquímica do granitóide Ritápolis, borda meridional do cráton São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 118 p.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Review*, **12**:1-33.

Sollner F. & Trouw R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post- Transamazonic sequence south of the São Francisco craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 21-28,

Teixeira W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):268-277.

Teixeira W. 1985. *A evolução tectônica da porção meridional do Cráton São Francisco com base em interpretações geocronológicas*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p.

Teixeira W. 1992. Contribuição a geologia do "Greenstone Belt" Itumirim-Nazareno (MG). *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Anais*, V.3, p. 1364-1376.

Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martins V.T.S., Valença J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. *In*: SBG,Simpósio do Cráton São Francisco, 3, *Atas*, p.174-177.

Teixeira W. & Ávila C.A. 2007. Evolução geodinâmica do Cinturão Mineiro: revisão do conhecimento após duas décadas de estudos. *In*: SBG: MG/RJ/ SP Simpósio De Geologia Do Sudeste, 10, Diamantina. *Programação e Livro de Resumos*, p. 84.

Teixeira W., Ávila C.A., Nunes L.C. 2008. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **8**(1):53-74.

Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr, Nd isotope constrains on the archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**(1/3):151-164

Teixeira W., Cordani U.G., Nutman A.P., Sato K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Cráton, Brazil: shrimp and U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3):279-289.

Teixeira W & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**(1):1-22.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.101-137.

Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, região Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 307 p.

Trouw R.A. J., Pankhurst R.J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: Região da folha Barbacena, minas Gerais. In*:* SBG SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993. Salvador. *Anais*.. p. 260-262.

Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena – 1:250.000. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia, 1886. *Anais,* V.2, p. 974-986.

Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F., Janasi V.A. 2001. O Mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2): 163-172.

Valença J.G., Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R. 1998. Komatiítos das Fazenda Chapadinha, Faixa Greestone Itumirim-Tiradentes, Borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Boletim Resumos*, V.1, p. 62.

Valeriano C.M. 1985. *Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG*. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 98 p.

Valeriano C.M. 1986. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG. *In*: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais*, V.2, p. 999-1018.

Vasques F.S.G. 2009. *Mapeamento geológico, petrografia, geoquímica das rochas anfibolíticas do greenstone belt Rio das Mortes e estudo de diques metabasíticos e de gabro-diabásio, região de Cassiterita – Ritápolis, Estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 109 p.

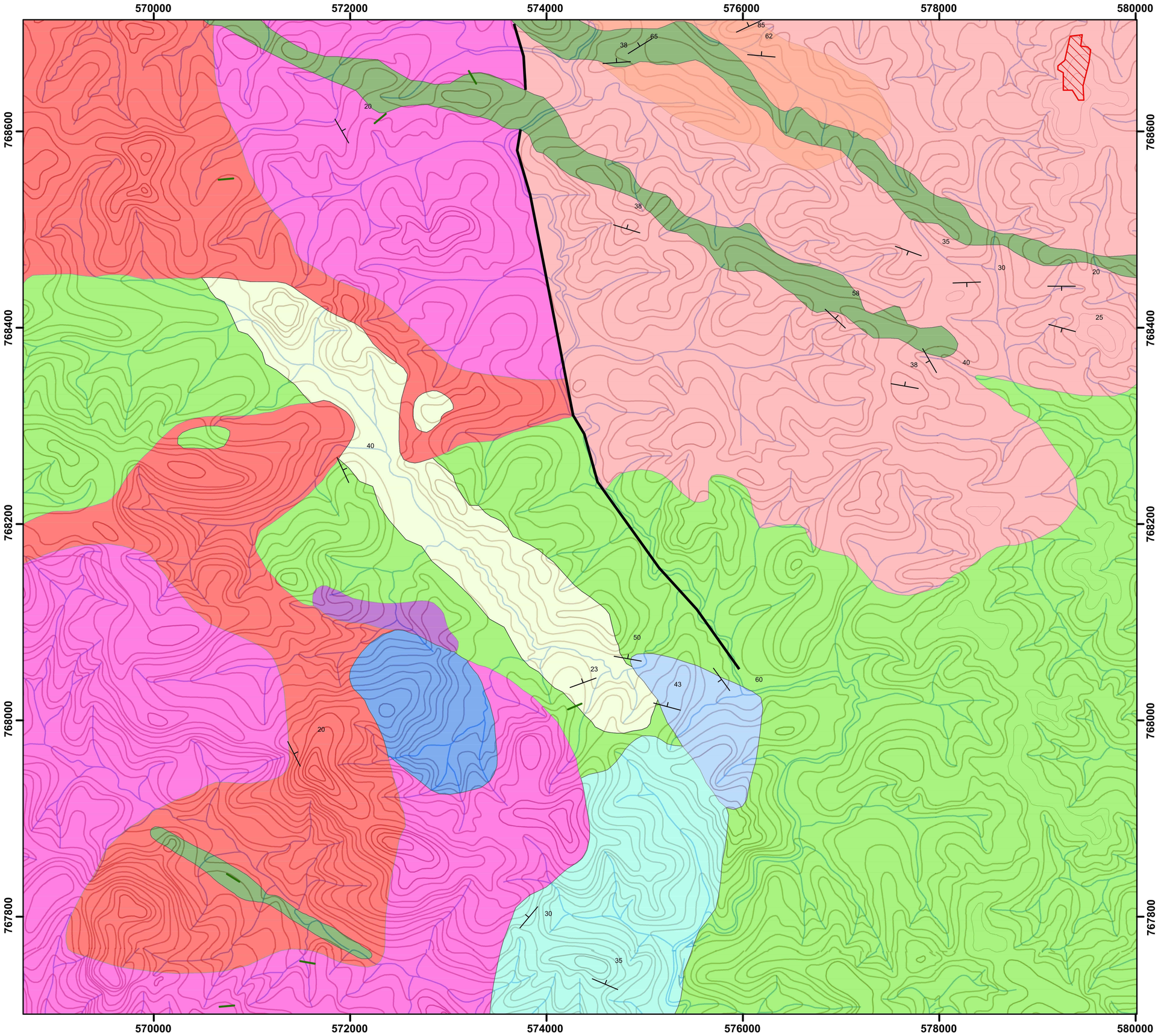
Williams H., Turner F., Gilbert C.M. 1982. *Petrography (Second Edition)*. San Francisco, W. H. Freeman and Company. 626 p.

Winchester J.A. & Floyd P.A.1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, vol.20, p.325-343.

Windley B. F. 1995. *The Evolving Continents*. New York, John Wiley & Sons, 544 p.

Yardley, B. W. D. 1989. *Introdução à Petrologia Metamórfica*; tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 432 p.

Zucchetti M., Lobato L.M., Baltazar O.F. 2000. Volcanic and volcaniclastic features in archean rocks and their tectonic environments, Rio das Velhas greenstone belt, quadrilátero ferrifero, MG – Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 388-392.



ANEXO I
MAPA GEOLÓGICO

UNIVERSIDADE FEREDAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Autores: Eduardo Henrique Andrade de Guimarães e Leandro Bravo Ferreira da Costa
Orientador: Ciro Alexandre Ávila

LEGENDA

Cidade Resende Costa

Diques

Estruturas

Foliação

Lineamento

Unidades de mapeamento

Dique de metadiabásio - diabásio

Granitóide Ritápolis

- Facies grossa
- Facies média (2121 ± 7 Ma)
- Facies média foliada

Ortognaisse Resende Costa

- Unidade inequigranular média/grossa
- Unidade inequigranular média/fina

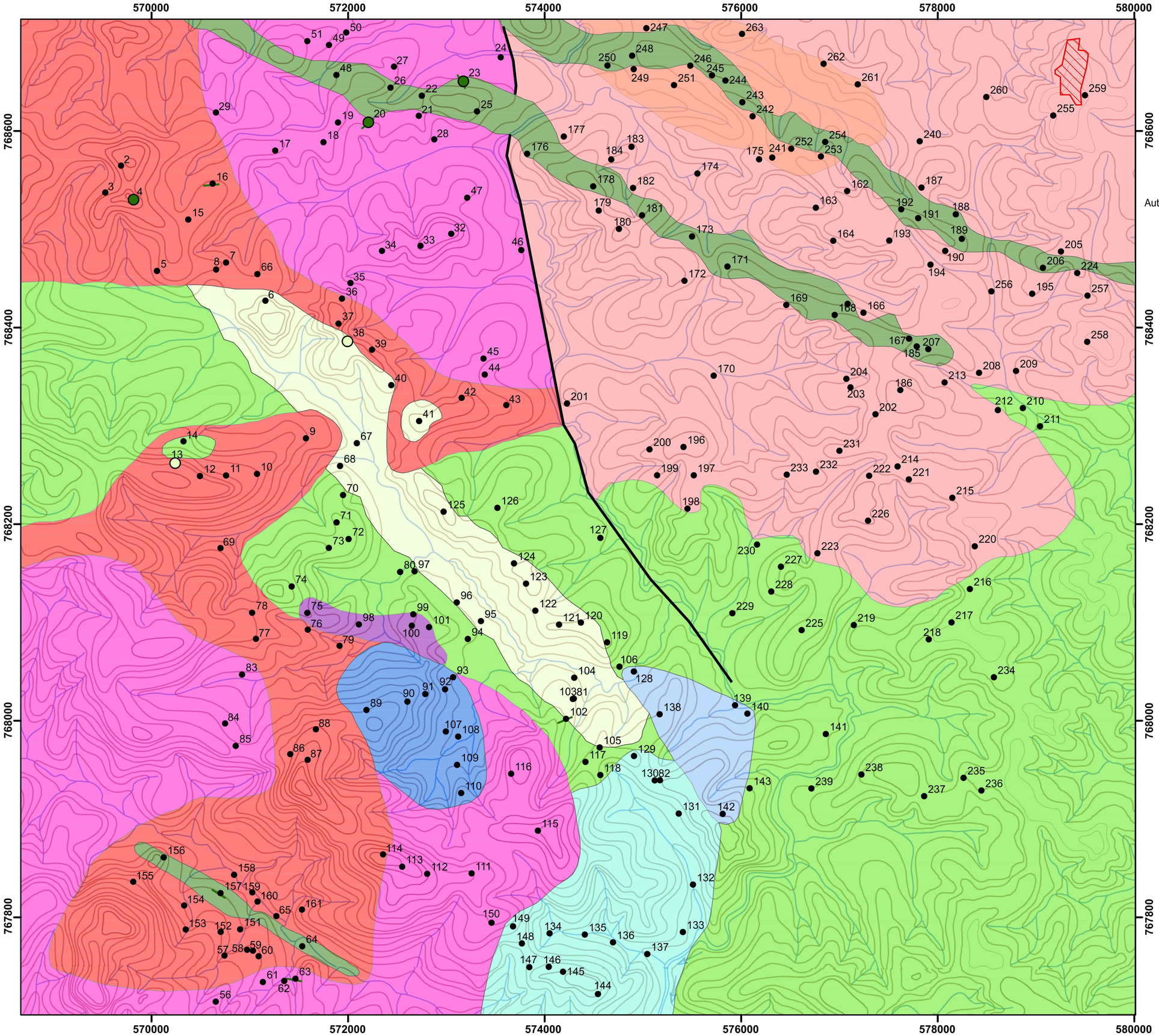
Greenstone belt Rio das Mortes

- Unidade metassedimentar
- Unidade anfibolítica
- Unidade anfibolítica com piroxênio
- Unidade metaultramáfica

Gnaisse tonalítico Ramos

N

0 1 2 4
Quilômetros



ANEXO II
MAPA DE PONTOS

UNIVERSIDADE FEREDAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Autores: Eduardo Henrique Andrade de Guimarães e Leandro Bravo Ferreira da Costa
Orientador: Ciro Alexandre Ávila

LEGENDA

Pontos EL com amostragem geoquímica

- Dique de metadiabásio - diabásio
- Unidade anfibolítica com piroxênio

Cidade Resende Costa

Diques

Estruturas

Lineamento

Unidades de mapeamento

Dique de metadiabásio - diabásio

Granitóide Ritápolis

- Facies grossa
- Facies média (2121 ± 7 Ma)
- Facies média foliada

Ortognaisse Resende Costa

- Unidade inequigranular média/grossa
- Unidade inequigranular média/fina

Greenstone belt Rio das Mortes

- Unidade metassedimentar
- Unidade anfibolítica
- Unidade anfibolítica com piroxênio
- Unidade metaultramáfica

Gnaisse tonalítico Ramos

N

0 1 2 4
Quilômetros