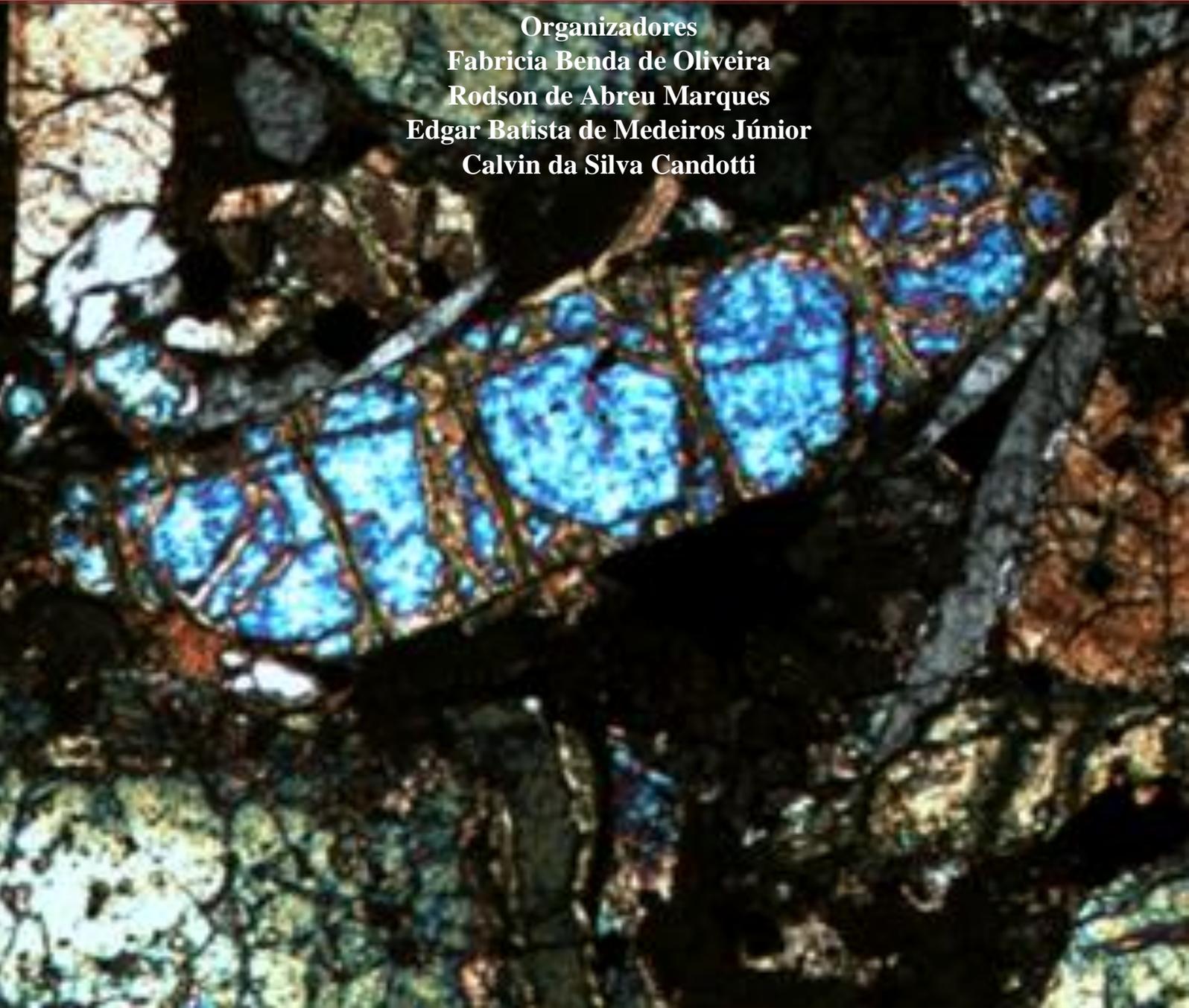


PETROLOGIA E

Organizadores
Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Edgar Batista de Medeiros Júnior
Calvin da Silva Candotti



MINERALOGIA

Volume 2

Organizadores
Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Edgar Batista de Medeiros Júnior
Calvin da Silva Candotti

Petrologia e Mineralogia

Volume 2

ALEGRE - ES
CAUFES
2018

CCENS-UFES Centro de Exatas Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES
Telefax: (28) 3552-8687
www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

P497 Petrologia e mineralogia v. 2 [recurso eletrônico] /
organizadores, Fabricia Benda de Oliveira ... [et al.] ;
Ilustração de Calvin da Silva Candotti. - Dados eletrônicos.
Alegre, ES : CAUFES, 2018.
79 p. : il.

Inclui bibliografia.

ISBN: 978-85-54343-07-1

Modo de acesso: <<http://www.geologia.ufes.br/e-book>>

1. Magmatismo. 2. Metamorfismo (Geologia) . I. Oliveira,
Fabricia Benda de, 1978 - .

CDU: 55

Elaborado por Claudia Regina da Rocha Oliveira – CRB-6 ES-576/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

REITOR – UFES
REINALDO CENTODUCATTE

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
NEUZA MARIA BRUNORO COSTA

ORGANIZADORES DESTA OBRA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RODSON DE ABREU MARQUES
EDGAR BATISTA DE MEDEIROS JÚNIOR
CALVIN DA SILVA CANDOTTI

APRESENTAÇÃO

A produção deste trabalho é independente e surgiu da idéia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo.

Estão contidos neste livro 5 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Petrologia Magmática, Petrologia Metamórfica e análises de minerais em microscópio petrográfico de luz transmitida nos terrenos cristalinos que estão inseridos nos contextos das Faixas Araçuaí e Ribeira.

O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas, além de ser um veículo de divulgação de conhecimento obtido pela UFES desde a criação do curso de Geologia.

LISTA DE ORGANIZADORES

Fabricia Benda de Oliveira. Coordenadora do colegiado do curso de Geologia, e Professora Permanente e orientadora no programa de Pós-Graduação em Gestão Pública da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. fabricia.oliveira@ufes.br

Rodson de Abreu de Marques. Professor Adjunto do curso de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. rodson.marques@ufes.br

Edgar Batista de Medeiros. Professor Adjunto da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto, MG. edgar.junior@ufop.edu.br

Calvin da Silva Candotti. Geólogo Autônomo, Manaus, AM. calvincandotti@gmail.com

LISTA DE AUTORES

Beatriz Paschoal Duarte

Edgar Batista de Medeiros Júnior

Felipe Guadagnin

Gabriela Magalhães da Fonseca

Heitor de Freitas Valle

Jéssica Bassini Ramiro

Laura Uliana Wisniowski

Luiz Filipe Mardegan Games

Raissa Beloti de Mesquita

Renan Morata Boromello

Rodson de Abreu Marques

Sâmara Veiga dos Reis

Tamires Costa Velasco

Victor Matheus Tavares Fernandes

Viviane Ramos Neves Nunes

SUMÁRIO

Capítulo 1	9
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI - RJ	9
<i>Viviane Ramos Neves Nunes, Luiz Filipe Mardegan Games, Rodson de Abreu Marques, Beatriz Paschoal Duarte, Heitor de Freitas Valle, Sâmara Veiga Reis</i>	<i>9</i>
Capítulo 2	25
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO	25
<i>Laura Uliana Wisniowski, Edgar Batista de Medeiros Júnior</i>	<i>25</i>
Capítulo 3	35
METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS ..	35
<i>Raissa Beloti de Mesquita, Edgar Batista de Medeiros Junior, Gabriela Magalhães da Fonseca, Tamires Costa Velasco</i>	<i>35</i>
Capítulo 4	53
ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO	53
<i>Renan Morata Boromello, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Jéssica Bassini Ramiro, Raissa Beloti de Mesquita</i>	<i>53</i>
Capítulo 5	63
ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO	63
<i>Victor Matheus Tavares Fernandes, Felipe Guadagnin, Rodson de Abreu Marques ..</i>	<i>63</i>

Capítulo 1

CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI - RJ

*Viviane Ramos Neves Nunes¹, Luiz Filipe Mardegan Games², Rodson de Abreu Marques³,
Beatriz Paschoal Duarte⁴, Heitor de Freitas Valle³, Sâmara Veiga dos Reis³*

RESUMO. Nos últimos anos, alguns trabalhos geológicos se concentraram nas regiões noroeste fluminense e sul capixaba, no limite entre as Faixas Ribeira e Araçuaí, porém a região ainda carece de estudos mais sistemáticos. O trabalho teve como objetivo principal o mapeamento geológico e a caracterização petrográfica na região de Monte Verde, município de Cambuci, localizado na porção noroeste do estado do Rio de Janeiro. Foram definidas e mapeadas, na escala 1:35.000, cinco unidades litológicas: Suíte Monte Verde, formada por noritos e charnockitos; Suíte Córrego Fortaleza, composta por charnockitoides de composição sieno a monzo-graníticas, geralmente bandados; unidade Biotita-gnaiss milonítico, caracterizada pela intercalação de níveis félsicos e máficos e pela presença de porfiroclastos de K-feldspato; unidade Mármore, composta por rochas carbonáticas, que se intercalam com níveis de biotita-gnaiss e a unidade Leucogranitognaissificado, caracterizada pela intercalação de níveis félsicos e máficos e presença de veios leucossomáticos.

PALAVRAS-CHAVE. Complexo Serra da Bolívia; Charnockitos; Petrografia.

INTRODUÇÃO

Desde meados da década de 80, são desenvolvidos trabalhos de mapeamento geológico no Segmento Central da Faixa Ribeira, englobando o estado do Rio de Janeiro e regiões vizinhas dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo (TUPINAMBÁ et al., 2007). Nos últimos anos, alguns trabalhos geológicos se concentraram nas regiões noroeste fluminense e sul capixaba, no limite entre as Faixas Ribeira e Araçuaí, porém a região ainda carece de estudos mais sistemáticos.

A área alvo localiza-se na porção noroeste do estado do Rio de Janeiro, no distrito de Monte Verde, pertencente ao município de Cambuci. Geologicamente, está inserida no contexto do Domínio Cambuci, que por sua vez faz parte do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. No Domínio Cambuci ocorre três unidades litoestratigráficas: o Complexo Serra da Bolívia, Rochas paraderivadas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e a Suíte São João do Paraíso (DUARTE et al., 2012). Este trabalho tem como objetivo apresentar os resultados

¹ Geóloga – Vitória, ES, Brasil

² Geólogo – Cachoeiro do Itapemirim, ES, Brasil

³ Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

⁴ Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

obtidos durante uma etapa de mapeamento da região, com ênfase na caracterização litológica da área.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no distrito de Monte Verde, pertencente ao município de Cambuci, na porção noroeste do estado do Rio de Janeiro e está inserida em um quadrante delimitado pelas coordenadas: 7626000 N; 194000 E (vértice noroeste) e 7620000 N; 200000 E (vértice sudeste). Tais coordenadas tem como referência geográfica o datum WGS-84.

A principal rota de acesso, a partir de Vitória, capital do Espírito Santo, é a BR-101, que liga Vitória (ES) até o trevo mais próximo à cidade de Bom Jesus de Itabapoana (RJ); em seguida utiliza-se a ES-297, de Bom Jesus do Itabapoana (RJ) até o trevo próximo à cidade de São José do Ubá (RJ); a partir desse ponto utiliza-se a RJ-198 até o distrito de Cruzeiro, Cambuci (RJ); e por fim, o acesso até o distrito de Monte Verde se dá pela RJ-202. O percurso total, de Vitória (ES) até Monte Verde, Cambuci (RJ) é de aproximadamente 277 km.

A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso ao distrito de Monte Verde se dá por meio da BR-101, que liga o Rio de Janeiro (RJ) até Itaboraí (RJ); de Itaboraí (RJ) até Itaocara (RJ) utiliza-se a RJ-116; segue-se pela RJ-116 até Aperibé (RJ); e de Aperibé até o distrito de Monte Verde, Cambuci (RJ) utiliza-se a RJ-202.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Almeida et al. (1977,1981), tendo em vista as dimensões continentais do país, identificou e agrupou 10 províncias estruturais em função de suas características estruturais, litoestratigráficas e temporais mais importantes, levando em consideração também a distribuição delas no espaço geográfico-geológico do País. Dentre as províncias estruturais definidas por Almeida et al. (1977,1981), destaca-se a Província Mantiqueira, que se estende por mais de 3.000 Km, do paralelo 15°S até o Uruguai, delineando uma faixa de direção NE/SW, paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil (ALMEIDA et al., 1977,1981), na qual está inserida a área de estudo.

Segundo Hasui (2010), durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana os sistemas orogênicos se desenvolveram como resultado do fechamento dos oceanos Adamastor, de Goiás e Borborema e da intervenção dos crátons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari, dando origem aos sistemas Mantiqueira, Tocantins e Borborema, respectivamente.

A porção sul do Cráton do São Francisco é limitada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1981): a Província Tocantins, representada pela Faixa Brasília, e a Província Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004; SILVA et al., 2005), com as faixas Ribeira e Araçuaí.

A Faixa Ribeira (CORDANI et al., 1973; ALMEIDA et al., 1973) compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozóico/Cambriano e pode ser compartimentada em quatro terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1995), imbricados para NW/W em direção ao Cráton São Francisco, durante as várias etapas de convergência brasileiras: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Terreno Paraíba do Sul e Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al., 2000, 2004A; TROUW et al., 2000).

A área de estudo encontra-se inserida no Terreno Oriental, mais especificamente em um dos seus três domínios, o Domínio Cambuci. De acordo com Heilbron et al. (2004), o Terreno Oriental, que contém as rochas geradas em ambientes de arco magmático e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos: o Domínio Cambuci, o Domínio Costeiro e a Klippe de Italva.

Duarte et al. (2012), classifica as rochas do Terreno Oriental de forma semelhante à Heilbron et al. (2004), subdividindo-as em três compartimentações: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Domínio Italva.

De acordo com Duarte et al. (2012), o Domínio Cambuci é constituído de três grandes unidades: conjunto de rochas ortoderivadas de composições diversas (dioritos a tonalitos, quartzo dioritos a quartzo sienitos, gabros e noritos) do Complexo Serra da Bolívia de idade neoproterozóica, relacionado à etapa de transição do período pré- ao período sin-colisional da Orogênese Brasileira; sequência de rochas metavulcanossedimentaresneoproterozóicas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; e charnockitos/granulitoscharnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso.

O Complexo Serra da Bolívia, que ocupa a posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci, foi definido como um complexo plutônico frequentemente gnaissificado, constituído por um conjunto de ortognaisses e ortogranulitos de composições variadas(hornblendagabronoritos, dioritos e quartzo dioritos; tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos; e monzogranitos) (TUPINAMBÁ et al., 2007).

De acordo com Duarte (2014), em função da grande variedade de litotipos encontrados no Complexo Serra da Bolívia, dois conjuntos de rochas distintos que ocorrem nessa unidade foram a princípio agrupados e, com base nos dados litogeoquímicos, posteriormente elevados à categoria de Suíte. Estas suítes foram nomeadas de acordo com sua área de ocorrência. São elas: Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza.

Grupo Bom Jesus do Itabapoana é constituído de uma sequência de rochas metavulcanossedimentares, em fácies anfíbolito alto a granulito, que podem ser subdivididas nas seguintes unidades: (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaisse com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfíbolito, rocha calcissilicática, gondito, rocha metaultramáfica e olivina-diopsídio mármore do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; anfíbolitos maciços a bandados e rochas metaultramáficas; gondito; e mármore predominantemente dolomíticos (DUARTE et al., 2012). Segundo Tupinambá et al. (2007), o contato do mármore com os gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana é caracterizado por uma rocha pegmatóide, contendo megacristais de quartzo, feldspato, diopsídio e mais raramente, granada.

A Suíte São João do Paraíso corresponde a corpos plutônicos de estrutura claramente diatexítica, dada pelo predomínio de porções leucossomáticas sobre aquelas meso e melanossomáticas, pela presença abundante de estruturas prévias (foliações, bandamentos) descontínuas e rompidas e de enclaves de rochas de composições variadas e refratárias, como, por exemplo, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses. (DUARTE et al., 2012). Tupinambá et al. (2007), classifica-a como Leucocharnockito São João do Paraíso, cuja origem está associada à migmatização dos gnaisses e metassedimentos da Unidade Cambuci, que atingem um grau de anatexia avançado a ponto de gerar uma rocha diatexítica, contendo ortopiroxênio.

METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do estudo das unidades litológicas da região de Monte Verde, Cambuci (RJ), as atividades foram realizadas em três etapas: Etapa Pré-Campo, Etapa de Campo e Etapa Pós-Campo. Os principais métodos utilizados foram: caracterização cartográfica da região de Monte Verde, etapas de campo e descrições macroscópica de amostras de mão e microscópicas de lâminas delgadas.

Na etapa pré-campo foi realizada uma revisão bibliográfica e cartográfica da geologia regional e local referente à área em estudo. Essa revisão consistiu na análise de artigos, livros, bem como cartas geológicas de São João do Paraíso, na escala de 1:50.000 (IBGE, 1968),

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

ortofotomosaico do distrito de Monte Verde, na escala de 1:25.000 (IBGE, 2008) e mapas geofísicos gamaespectrométricos (Composição ternária K, U e Th e Contagem Total) e magnéticos (Análise do Sinal Analítico) do estado do Rio de Janeiro (Dantas et al., 2000) que abordaram a temática.

A etapa de campo foi realizada nos dias 26 e 27 de março e no dia 14 de abril de 2014, totalizando 3 dias de campo. Durante o mapeamento, foram visitados 30 pontos. Nesta etapa foram coletados os dados de campo, com descrições detalhadas de cada afloramento, identificando e caracterizando cada litotipo encontrado, bem como suas estruturas. A campanha de mapeamento da região, com ênfase na caracterização litológica e estrutural da área, resultará na geração de um mapa geológico na escala de 1:35.000, com projeção UTM (Universal Transversa de Mercator) e datum de referência geográfica WGS-84. Ao total, 30 pontos foram analisados na área em três visitas ao campo. Dentre estes pontos, 18 amostras macroscópicas dos litotipos mais representativos de cada unidade mapeada foram selecionadas e descritas detalhadamente.

No que diz respeito às amostras microscópicas, 8 lâminas delgadas foram analisadas. Tais lâminas foram gentilmente cedidas pela Universidade Estadual do Rio de Janeiro e todos os procedimentos relacionados à laminação das amostras foram realizados no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) na referida Universidade.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os litotipos encontrados na área de estudo e dispostos no mapa geológico de escala 1:35.000 (Figura 1) podem ser divididos em três principais unidades litoestratigráficas: Complexo Serra da Bolívia (charnockitosmilonitizados da Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza); Grupo Bom Jesus do Itabapoana (biotita-gnaiss milonítico-migmatítico e mármore associado) e Suíte São João do Paraíso (leucogranitognaissificadomigmatítico).

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Complexo Serra da Bolívia

Durante a etapa de mapeamento foram identificados dois conjuntos de rochas distintos nessa unidade, que posteriormente, foram elevados à categoria de Suíte, de acordo com Duarte (2014). Dessa forma, duas suítes foram definidas com base nas suas características petrográficas, estruturais e geoquímicas e, posteriormente, nomeadas de acordo com sua ocorrência em áreas-tipo, são elas: Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza.

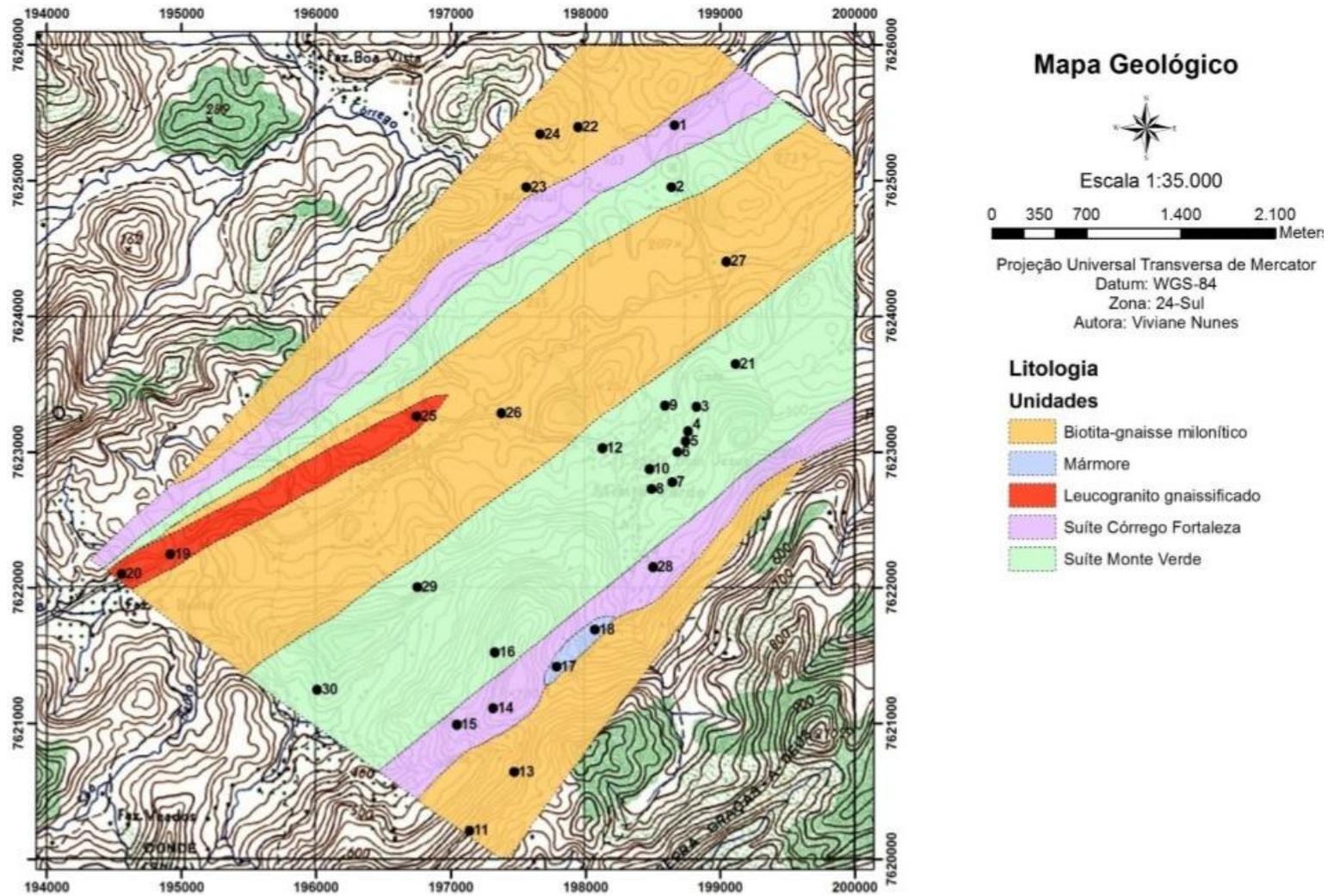


Figura 1. Mapa Geológico da região de Monte Verde-RJ na escala 1:35.000

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

Suíte Monte Verde

A Suíte Monte Verde ocorre próxima à região do distrito de Monte Verde - Cambuci (RJ), da qual recebe seu nome. Faz contato com as unidades Suíte Córrego Fortaleza e Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Biotita-gnaiss milonítico). Os litotipos dessa unidade foram observados nos pontos SJP-VN-02, SJP-VN-03, SJP-VN-04, SJP-VN-05, SJP-VN-06, SJP-VN-07, SJP-VN-08, SJP-VN-09, SJP-VN-10, SJP-VN-12, SJP-VN-16, SJP-VN-21, SJP-VN-29 e SJP-VN-30.

A Suíte Monte Verde é constituída por charnockitoides de composição granodiorítica (opdalitos), tonalítica (enderbitos) e quartzo-diorítica, maciços a foliados. Quando maciços, são esverdeados e contém ortopiroxênio e quando foliados, tendem a apresentar intercalações de níveis máficos e félsicos.

Macroscopicamente, a coloração das rochas varia de acinzentada a azulada (Figura 2A), a granulação varia de fina a grossa, com textura maciça a porfiroblástica, cataclástica e milonítica, em função da presença de zona de cisalhamento. São compostas por feldspato, em geral, esverdeado; quartzo ocorrendo em grãos menores que 0,5 centímetros, incolor a azulado, às vezes estirados; biotita sob a forma de palhetas escuras e piroxênio e/ou anfibólio com coloração variando de amarronzada a preta. Por vezes ocorre levemente alterada (Figura 2B).

Em um dos pontos visitados, foi observada a presença de um bloco rolado apresentando uma certa variação composicional. Ao retirar as amostras, foi possível observar que, em uma determinada porção do bloco, ocorre uma rocha pegmatítica e em outra porção, ocorre uma rocha isotrópica, de coloração azulada, que caracteriza a unidade aqui descrita.

Microscopicamente, as rochas desta unidade apresentam textura granoblástica, são inequigranulares, com granulação fina a grossa. Das oito lâminas delgadas analisadas, seis correspondem a esta unidade. São constituídas (em ordem de maior ocorrência em relação ao volume total) por: plagioclásio (35-53%), hornblenda (9-27%), quartzo (5-22%), biotita (5-19%), ortopiroxênio (5-25%), minerais opacos (1-5%) e zircão (1%). Podem exibir foliação bem marcada ou incipiente, além de texturas cataclásticas e miloníticas. Algumas lâminas correspondem a rochas magmáticas, enquanto outras são rochas metamórficas.

Os cristais de plagioclásio são euédricos, geralmente tabulares e com tamanho variando de 0,25 mm a 2,5 mm de comprimento. São observadas várias características, tais como: maclas acunhadas, indicando que ocorreu deformação em alta temperatura; maclas polissintéticas; macla *Carlsbad*; textura baveno-manebach, caracterizada pela presença de maclação secundária perpendicular à maclação polissintética e junções tríplices, indicando recristalização estática em altas temperaturas.

Os grãos de hornblenda são subeuédricos, geralmente prismáticos e com tamanho variando de 0,25 mm até grãos com mais de 2,5 mm de comprimento. Na maioria das lâminas observou-se que a hornblenda ocorre associada à biotita, indicando processo de biotitização e, em algumas porções das lâminas, ocorre em volta do ortopiroxênio, podendo indicar processo de uralitização.

Os grãos de quartzo são subeuédricos a anédricos, com granulação variando de 0,25 mm a 0,5 mm, apresentam extinção ondulante e, por vezes, ocorrem fitados (*ribbons*). Estes últimos chegam a apresentar tamanho superior a 2,5 mm.

Os grãos de biotita são euédricos, tabulares e com granulação variando de 0,25 mm a 1,25 mm, sendo que em algumas lâminas foram observados grãos com mais de 2,5 mm. Em geral, são orientadas de acordo com a foliação da rocha e marcam, por vezes, sua deformação, envolvendo grãos de plagioclásio e quartzo.

Os grãos de ortopiroxênio apresentam-se euédricos, com hábito arredondado, comumente fraturado e tamanho variando de 0,25 a 0,75 mm. A maior parte dos grãos de

ortopiroxênio sofre processo de uralitização, sendo comum observá-los cominuídos, sob a forma de diminutos grãos, envoltos por hornblenda. A geração de biotita à custa da hornblenda e esta a partir do ortopiroxênio sugere que boa parte desses minerais resulta do processo de retrometamorfismo. No que diz respeito às lâminas das rochas magmáticas, o ortopiroxênio apresenta-se euédrico, com granulação variando de 0,25 mm a 1 mm. Uma possível explicação sobre a coloração esverdeada dos charnockitos diz respeito à quantidade de CO₂ na câmara magmática. Quando as quantidades de CO₂ se tornam superiores às de H₂O, o magma tende a se tornar mais básico e mais anidro e à medida que o sistema esfria, o CO₂ contido no sistema é liberado, fornecendo uma coloração esverdeada aos feldspatos.

Os minerais opacos ocorrem de forma pontual e dispersos pelas lâminas, com tamanho variando de 0,25 a 0,75 mm. Em algumas lâminas, ocorrem de maneira mais concentrada próximos aos ortopiroxênios e às hornblendas.

Os cristais de zircão perfazem menos de 1% das lâminas, são euédricos, de granulação fina, com tamanho inferior a 0,25 mm. Ocorrem de forma pontual nas lâminas e caracterizam-se pelo seu relevo e birrefringência muito altos.

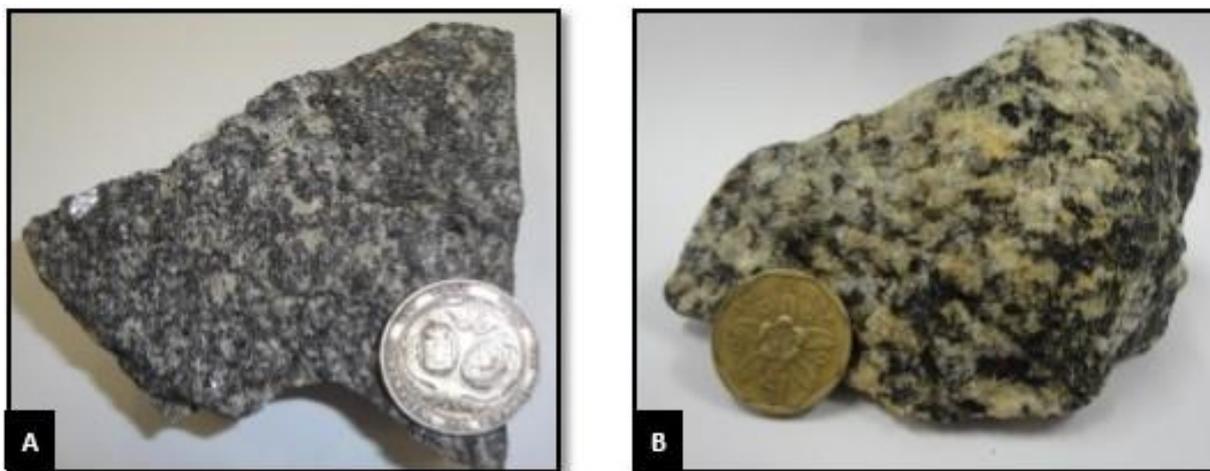


Figura 2: Amostras do charnockito da Suíte Monte Verde. Em (A) rocha maciça de coloração cinza e em (B) rocha ligeiramente alterada de coloração esbranquiçada.

Suíte Córrego Fortaleza

A Suíte Córrego Fortaleza perfaz aproximadamente 20% da área mapeada e faz contato com as unidades Suíte Monte Verde e Biotita-gnaiss milonítico-migmatítico, esta última pertencente ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Os litotipos dessa unidade foram observados nos pontos SJP–VN–01, SJP–VN–14, SJP–VN–15 e SJP–VN–28.

Essa Suíte é constituída por charnockitoides graníticos e rochas de composição sieno a monzo-graníticas, geralmente bandados. Sua coloração varia de esverdeada a azulada, tendendo a apresentar intercalações de níveis máficos e félsicos. Foram observadas duas faciologias: uma bandada, com níveis milimétricos a centimétricos de coloração acastanhada alternada com níveis milimétricos a centimétricos de coloração verde-azulada e outra com presença de matriz fina esverdeada e porfiroclastos de K-feldspato.

Macroscopicamente, a coloração das rochas varia de amarelada a esverdeada, a granulação varia de fina a grossa, com presença de bandamento e textura porfiroclástica, cataclástica e milonítica, em função da presença de zona de cisalhamento. São compostas por grande quantidade de feldspato, geralmente K-feldspato, em geral, amarelado; quartzo ocorrendo com granulação fina, na maioria das vezes, incolor; biotita sob a forma de palhetas escuras e piroxênio e/ou anfibólio com coloração escura.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

Os afloramentos visitados apresentam uma certa variação composicional. No ponto SJP-VN-01, em uma determinada porção do afloramento, ocorre uma rocha caracterizada pela presença de pórfiros de feldspato (Figura 3A), que tende a gradar para uma rocha bandada, sem presença de pórfiros (Figura 3B). No ponto SJP-VN-14, o afloramento aparentava ser homogêneo, porém ao coletar as amostras, observou-se que uma porção do afloramento é constituída por uma rocha com grande quantidade de quartzo (amostra 014a), enquanto em outra porção do afloramento predomina um nível félsico composto, majoritariamente, por quartzo e feldspato (amostra 014b).

Em alguns afloramentos foram observadas feições texturais e estruturais. No ponto SJP-VN-01, foi possível observar um par conjugado de fraturas; no ponto SJP-VN-14, há ocorrência de um ultramilonito e no ponto SJP-VN-15, a rocha observada também apresenta textura milonítica e *augens* de feldspato, produto da cominuição dos grãos, ambas indicativas de zonas de cisalhamento.

Microscopicamente, as rochas desta unidade apresentam textura granoblástica, são inequigranulares, com granulação fina a grossa. Das oito lâminas delgadas analisadas, duas correspondem a esta unidade. São constituídas (em ordem de maior ocorrência em relação ao volume total) por: plagioclásio (20-35%), ortoclásio (46%), quartzo (19-22%), hornblenda (3-24%), biotita (2-9%), sericita (9%), ortopiroxênio (2-3%), opacos (1-4%), zircão (1%), epidoto (1%) e carbonato (1%). Podem exibir foliação bem marcada ou incipiente, além de texturas cataclásticas e miloníticas. Uma lâmina das lâminas corresponde a uma rocha magmática, enquanto a outra é uma rocha metamórfica.

Os grãos de plagioclásio são euédricos a subeuédricos, geralmente tabulares e seu tamanho varia de 0,25 mm a 0,75 mm, sendo que alguns grãos podem medir mais de 1,5 mm. São observadas várias características, tais como: maclas polissintéticas; textura antipertítica, indicando processos de deformação em alto grau e junções tríplices nos grãos mais finos. Estes, por vezes, envolvem grãos maiores de quartzo e do próprio plagioclásio. A presença de grãos cominuídos em volta de grãos mais grossos caracteriza a textura cataclástica. Alguns grãos de plagioclásio apresentam inclusões de biotita e de sericita, indicando processo de saussuritização.

Os cristais de ortoclásio são euédricos a subeuédricos, geralmente tabulares e com tamanho variando de 0,75 mm a 2,5 mm. São observadas inclusões de sericita, indicando processo de saussuritização e textura mimerquítica, a qual ocorre em função da substituição de álcali-feldspato por plagioclásio, com conseqüente liberação de sílica para o sistema.

Os grãos de quartzo são anédricos, com tamanho variando de 0,25 mm a 0,75 mm, apresentando hábito alongado quando chegam a medir mais de 1,5 mm. Exibem extinção ondulante. Os grãos mais alongados apresentam-se em *ribbons*, enquanto os grãos menores apresentam textura subgrãos, constituindo mosaicos poligonais e indicam recristalização estática.

Os grãos de hornblenda são subeuédricos a euédricos, com hábito tabular e tamanho variando de 0,25 mm a 0,75 mm. Ocorre, geralmente, em volta dos ortopiroxênios e associada à biotita e aos opacos. A hornblenda, quando ocorre associada à biotita, indica processo de biotitização e quando ocorre em volta do ortopiroxênio, pode indicar processo de uralitização.

Os grãos de biotita são euédricos, geralmente tabulares e com tamanho variando de 0,25 mm a 0,75 mm. Seguem a direção preferencial da rocha e ocorrem associadas ao ortopiroxênio, à hornblenda e aos minerais opacos. A biotita pode ter sido gerada a partir da hornblenda, indicando processo de retrometamorfismo.

Os grãos de sericita são anédricos e de granulação muito fina. Geralmente preenchem as fraturas dos grãos observados nas lâminas.

O ortopiroxênio, assim como os minerais opacos, o zircão, o epidoto e o carbonato, ocorre como mineral acessório, perfazendo menos de 5% da contagem modal das lâminas analisadas.

Os grãos de ortopiroxênio são euédricos, de hábito arredondado, comumente fraturado e com tamanho variando de 0,25 mm a 1 mm. Os ortopiroxênios observados que sofreram uralitização, transformando-se em hornblenda, tiveram sua estrutura cristalina plenamente destruída, em função do processo de uralitização. Na outra lâmina observada, os grãos não sofreram uralitização, porém encontram-se bastante fraturados e foram preenchidos por sericita.

Os minerais opacos ocorrem de forma pontual e dispersos pelas lâminas, com tamanho variando de 0,25 a 0,75 mm. Em uma das lâminas, estão associados aos ortopiroxênios e às hornblendas, enquanto na outra, não se associam diretamente a nenhum mineral específico.

Os cristais de zircão perfazem menos de 1% das lâminas, são euédricos, de granulação fina, com tamanho inferior a 0,25 mm. Ocorrem de forma pontual nas lâminas e caracterizam-se pelo seu relevo e birrefringência muito altos.

Os grãos de epidoto são euédricos, de hábito prismático curto e com tamanho em torno de 0,25 mm. Ocorrem pontualmente em uma das lâminas, sem associação direta a nenhum mineral em particular.

Os grãos de carbonato são anédricos e com tamanho em torno de 0,25 mm. Ocorre em uma das lâminas analisadas. Em uma determinada porção da lâmina, ocorre associado à biotita e, em outra porção, ocorre associado ao plagioclásio.

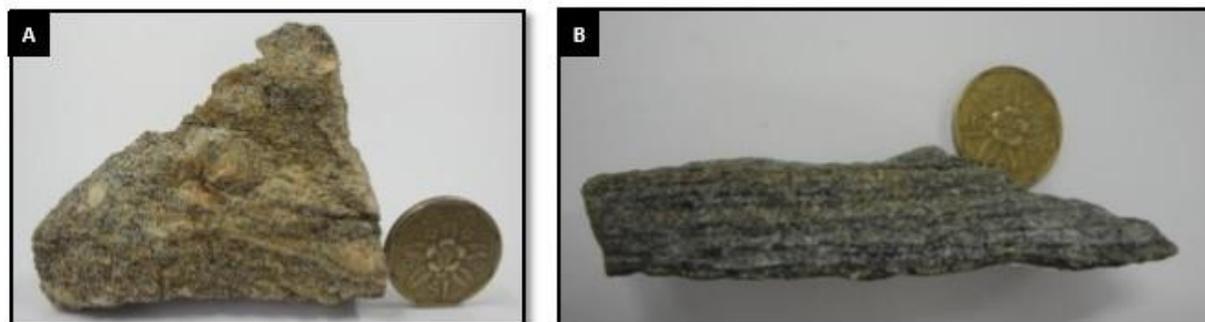


Figura 3: Amostras macroscópicas dos charnockitos da Suíte Córrego Fortaleza. Em (A) observa-se uma amostra com porfiroblastos de cor rosa claro (k-feldspato) e em (B) observa-se o bandamento.

Grupo Bom Jesus do Itabapoana

De acordo com Duarte et al. (2012), a sucessão metassedimentar desse Grupo compreende kinzigitos (ortopiroxênio-granada-biotita gnaisses) com lentes de mármore dolomíticos e, subordinariamente, calcissilicáticas, gonditos anfíbolitos e rochas ultramáficas. A presença de ortopiroxênio indica que o evento metamórfico atingiu a fácies granulito. Dentro desse grupo estão inseridas as unidades: Biotita-gnaisse milonítico-migmatítico e Mármore.

Biotita-gnaisse milonítico

A unidade Biotita-gnaisse milonítico corresponde a aproximadamente 40% da área mapeada e ocorre em três porções individualizadas. Uma das porções é menor em área e está localizada nas cotas topográficas mais elevadas, enquanto as duas outras porções somadas abrangem uma área maior e ocorrem nas partes mais rebaixadas do relevo.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

As três porções mapeadas fazem contato com todas as demais unidades: Suíte Monte Verde, Suíte Córrego Fortaleza, Mármore e Leucogranitognaissificadomigmatítico. Os litotipos dessa unidade foram observados nos pontos SJP–VN–11, SJP–VN–13, SJP–VN–22, SJP–VN–23, SJP–VN–24, SJP–VN–26 e SJP–VN–27.

A unidade Biotita-gnaisse milonítica é caracterizada pela intercalação de níveis félsicos e máficos e pela presença de porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato (Figura 4A e 4B). São observadas feições miloníticas na maioria das rochas, indicativo de presença de zona de cisalhamento. O litotipo principal pode ser caracterizado como uma rocha com bandamento composicional bem marcado, com intercalação de níveis milimétricos a centimétricos de coloração amarelada ou rosada, compostos por plagioclásio ou microclina e níveis máficos, compostos essencialmente por biotita. Em alguns afloramentos foi observada a presença de granada, ocorrendo de forma pontual na rocha e medindo menos de 0,5 centímetro.

Macroscopicamente, a coloração das rochas varia de amarelada a rosada, sendo que algumas tendem ao acinzentado e esverdeado. A granulação varia de fina a grossa, com presença de bandamento e textura porfiroclástica e milonítica. São compostas por grande quantidade de feldspato ou de microclina; quartzo ocorrendo com granulação fina e, na maioria das vezes, incolor; biotita sob a forma de palhetas escuras e, raramente, granada euédrica, de coloração avermelhada, medindo menos de 0,5 centímetro. No que diz respeito às estruturas, foram observados grãos de biotita rotacionados no ponto SJP-VN-13, indicando cinemática sinistral e *boundins* centimétricos de K-feldspato ocorrendo no ponto SJP-VN-22.

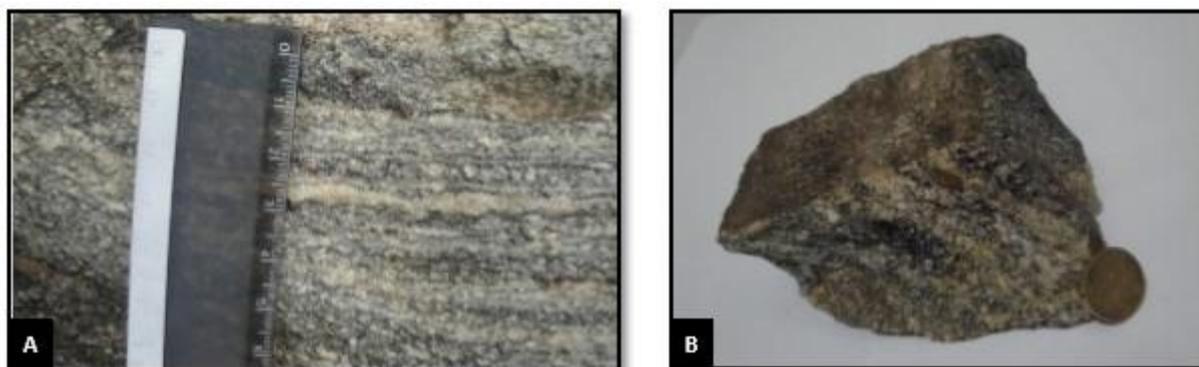


Figura 4: Amostras macroscópicas do Biotita-Gnaisse-Milonítico. Em (A) e (B) observa-se porfiroclastos de plagioclásio.

Mármore

Esta unidade perfaz cerca de 1% da área mapeada, caracterizando-se como uma lente de mármore e faz contato com duas unidades mapeadas: Suíte Córrego Fortaleza e Biotita-gnaisse milonítico-migmatítico.

Os litotipos dessa unidade foram observados em apenas dois pontos: SJP–VN–17 e SJP–VN–18. Ambos apresentam foliação bem marcada e se intercalam com níveis decimétricos de rocha da unidade biotita-gnaisse milonítico. No ponto SJP-VN-17, foi possível observar a presença de um bolsão de biotitito, cujo contato com o mármore, deu origem ao escarnito.

A unidade Mármore é composta por rochas carbonáticas, que se intercalam com níveis decimétricos de biotita-gnaisse. O contato entre essas duas rochas, por vezes, dá origem ao escarnito, através de metassomatismo.

Macroscopicamente, o mármore apresenta coloração cinza azulada (Figura 5A) e esbranquiçada (Figura 5B). No geral o mármore inequigranular, com granulação variando de

fina a grossa. A foliação é incipiente e a textura é granoblástica, dada pela presença majoritária do carbonato. O carbonato constitui mais de 95% da rocha, apresenta coloração esbranquiçada, ocorre sob a forma de grãos subidioblásticos, com granulação variando de fina a grossa. Os demais componentes da rocha são alguns óxidos e humita, que perfazem menos de 3% da rocha, podendo ser considerados elementos traços.

O escarnito gerado no contato do biotitito com o mármore caracteriza-se pela coloração esverdeada, é inequigranular, com granulação variando de fina a grossa. A foliação é incipiente e a textura é granolepidoblástica, dada pela presença de carbonato, biotita, quartzo e feldspato. Trata-se de uma rocha, produto do metassomatismo, proveniente da interação entre uma rocha silicatada (paragnaisse e biotitito) e uma rocha carbonática (mármore). O escarnito, nessa rocha, apresenta coloração esverdeada clara, sendo que no contato entre o mármore e a rocha silicatada, é possível observar que os grãos adquirem coloração esverdeada mais escura e tornam-se mais euédricos.

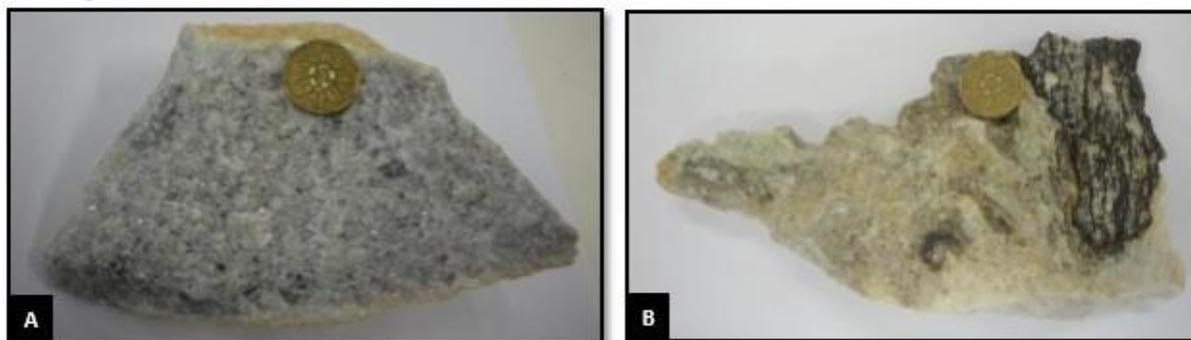


Figura 5: Amostras amacrocópicas dos mármore que ocorrem na Região de Monte Verde-RJ. Em (A), mármore cinza azulada de granulação média. Em (B), mármore branco com porções escarnitizada (verde).

Suíte São João do Paraíso

Segundo Duarte et al. (2012), essa suíte compreende leucocharnockitos e leucogranulitoscharnockíticos e enderbíticos de coloração esverdeada e leucogranitos e leucognaisses graníticos a tonalíticos com coloração variando de branca à rósea. Caracteriza-se pela presença de corpos plutônicos, de estrutura diatexítica, evidenciada pelo predomínio de porções leucossomáticas, meso e melanossomáticas e presença de enclaves máficos. Dentro dessa suíte encontra-se a unidade Leucogranitognaissificado.

Leucogranitognaissificado

Essa unidade corresponde a aproximadamente 4% da área mapeada e está encaixada na unidade biotita-gnaisse milonítico. Faz contato com esta última e também com a Suíte Córrego Fortaleza e com a Suíte Monte Verde. Os litotipos dessa unidade foram observados em apenas três pontos: SJP-VN-19, SJP-VN-20 e SJP-VN-25.

A unidade Leucogranitognaissificado caracteriza-se pela intercalação de níveis félsicos, milimétricos a centimétricos, compostos por feldspato e quartzo, com níveis máficos, milimétricos a centimétricos, formados majoritariamente por biotita. Em um dos afloramentos visitados, no ponto SJP-VN-25, foi observada a presença de uma rocha bandada, composta por níveis carbonáticos intercalados com níveis máficos (Figura 6). Nos afloramentos é comum observar a presença de pórfiros de feldspato, medindo até 5 centímetros, ora acompanhando os níveis mais félsicos, ora perturbando a foliação da rocha (Figura 6). São observados também porfiroblastos de granada, ocorrendo de forma pontual, medindo menos

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCCI – RJ

de 1 cm de diâmetro. A unidade é formada por rochas graníticas gnaissificadas, associadas a zonas de cisalhamento, por vezes, apresentando feições miloníticas.

Macroscopicamente, a coloração das rochas varia de amarelada a esbranquiçada nas porções mais félsicas e acinzentada nas porções máficas. As porções mais refratárias, que caracterizam os melanossomas, tendem ao acinzentado e esverdeado, são inequigranulares, porfiroblásticos, com granulação variando de fina a média.

O litotipo característico dessa unidade apresenta bandamento metamórfico por segregação composicional, textura predominantemente granoblástica podendo também apresentar-se porfiroclástica e milonítica e a granulação varia de fina a grossa. Os níveis máficos e félsicos variam de milimétricos a centimétricos, sendo os níveis máficos compostos por grande quantidade de biotita e proporções menores de quartzo e feldspato, enquanto os níveis félsicos são compostos, majoritariamente, por feldspato e quartzo.

O feldspato constitui cerca de 40% das rochas analisadas, apresenta coloração amarelada, ocorre sob a forma de grãos subidioblásticos, com granulação variando de fina a média.

O quartzo compõe aproximadamente 35% das rochas, é incolor, ocorre sob a forma de grãos xenoblásticos, com granulação variando de fina a média.

A biotita perfaz cerca de 25% das rochas, apresenta coloração preta, ocorre sob a forma de grãos subidioblásticos, com granulação predominantemente fina, sendo que em algumas porções da rocha apresenta granulação média.

Em geral, são compostas por grande quantidade de feldspato, e em alguns casos, por carbonato. No ponto SJP-VN-25, uma porção do afloramento apresentava intercalação de níveis félsicos e máficos, sem presença de granada, enquanto em outra porção do mesmo afloramento observou-se a intercalação de níveis carbonáticos e máficos, comprovado após submeter uma amostra à solução de HCl. Esta última litogia contém ainda porfiroblastos de granada.

Esta rocha é composta por níveis carbonáticos e máficos apresenta coloração acinzentada e esbranquiçada, é inequigranular, porfiroblástica, com granulação variando de fina a média. Apresenta bandamento metamórfico por segregação composicional e a textura observada é granolepidoblástica, dada pela presença de quartzo, feldspato e pela orientação da biotita. Os níveis carbonáticos e máficos são milimétricos a centimétricos e medem de 1 mm a 3 cm de espessura. Os níveis máficos são compostos majoritariamente por biotita e proporções menores de quartzo e carbonato, enquanto os níveis carbonáticos são compostos, majoritariamente, por carbonato e proporções menores de quartzo.

O carbonato constitui cerca de 40% da rocha, apresenta coloração esbranquiçada, ocorre sob a forma de grãos subidioblásticos, com granulação predominantemente fina.

A biotita perfaz cerca de 35% da rocha, apresenta coloração preta, ocorre sob a forma de grãos subidioblásticos, com granulação predominantemente fina, sendo que em algumas porções da rocha apresenta granulação média.

O quartzo compõe aproximadamente 15% da rocha, é incolor, ocorre sob a forma de grãos xenoblásticos, com granulação predominantemente fina.

A granada compõe cerca de 10% da rocha, apresenta coloração avermelhada, ocorre sob a forma de grãos idioblásticos, medindo de 1 a 5 mm e ocorrem de forma pontual e dispersa por toda a amostra.

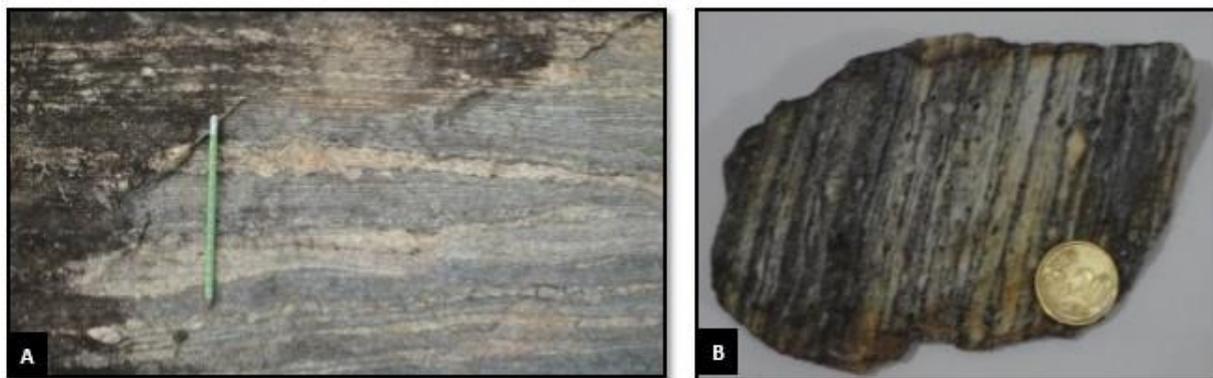


Figura 6: Em (A) afloramento evidenciando o bandamento gnáissico do e em (B) amostra de mão do Leucogranitognaissificado da Suíte São João do Paraíso.

CONCLUSÃO

O Complexo Serra da Bolívia é compartimentado em Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza. Para este estudo, as rochas da Suíte Monte Verde, observadas em campo, correspondem a charnockitoides de composição granodiorítica, tonalítica e quartzo-diorítica, maciços a foliados. São compostas por hornblenda, biotita, ortopiroxênio, plagioclásio e quartzo, embora algumas rochas apresentem pouco quartzo em sua composição.

Já a unidade Córrego Fortaleza é constituída por charnockitoides graníticos e rochas de composição sieno a monzo-graníticas, geralmente bandados. Em campo, foram observadas duas faciologias: uma bandada, com níveis milimétricos a centimétricos de coloração acastanhada alternada com níveis milimétricos a centimétricos de coloração verde-azulada e outra com presença de matriz fina esverdeada e porfiroclastos de K-feldspato.

O Grupo Bom Jesus do Itabapoana é dividido através das unidades Biotita-gnaiss milonítico e Mármore. Neste trabalho, a unidade Biotita-gnaiss milonítico apresenta intercalação de níveis félsicos milimétricos a centimétricos de coloração amarelada ou rosada, compostos por plagioclásio ou microclina e níveis máficos compostos essencialmente por biotita. Pode apresentar, ainda, porfiroclastos de K-feldspato. Em alguns afloramentos foi observada a presença de granada, ocorrendo de forma pontual na rocha e medindo menos de 0,5 centímetro.

Já a unidade Mármore caracteriza-se pelo formato alongado, alto grau de intemperismo e pela intercalação de rochas carbonáticas com níveis decimétricos de biotita-gnaiss. O mármore apresenta coloração esbranquiçada tendendo a azulada, é inequigranular, com granulação variando de fina a grossa. A foliação é incipiente e a textura é granoblástica, dada pela presença majoritária do carbonato. Por último a Suíte São João do Paraíso, representado por meio do Leucogranitognaissificado, contém rochas de composição charnockítica e rochas calcissilicáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA F.F.M de, AMARAL G., CORDANI H.G., KAWASHITA K. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) **The ocean basins and margins**. vol. I, p. 411-446, 1973.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364. 1977.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29. 1981.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. **Orogenês superposés dans le précambri du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais)**. *Revista Brasileira de Geociências*, v.3, p. 1-22, 1973.

DANTAS, M. E. et al. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. In: SILVA, Cássio Roberto; MEDINA, Antonio Ivo M. (Coords.). **Projeto Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM., 69 p., il., mapas. 2000.

DUARTE, C. **Litogeoquímica do Complexo Serra da Bolívia na Região de Monte Verde, Cambuci, Noroeste do Estado do Rio de Janeiro**. Monografia. Departamento de Geologia Regional e Geotectônica. UERJ, 2014.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; PORTO JUNIOR, R.; MENEZES, P. T. L. 2012a. **Unidades Litoestratigráficas. In: Nota explicativa da Folha taperuna (SF.24-V-C-I)**. Programa Geologia do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

FONSECA, M. J. G. et al. Zona de Sutura e organização do Orógeno Ribeira Setentrional. *Geociências* 42(4) São Paulo, 2012.

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional**. *Geociências* 29(2) São Paulo, 2010.

HEILBRON M., MOHRIAK W. VALERIANO C.M., MILANI E., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M. **From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil**. In: Talwani & Mohriak (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34, 2000.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) **O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234. 2004.

IBGE. São João do Paraíso, Escala 1:50.000, Folha SF-24-G-I-3 - Carta Topográfica, color. Rio de Janeiro, 1968.

IBGE. Ortofotomosaico Monte Verde, Escala 1:25.000, Folha SF-24-V-C-I-3-SO. Rio de Janeiro, 2008.

SILVA L. C., MCNAUGHTON N.J, ARMSTRONG R, HARTMANN L.A., FLETCHER I. **The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens**. *Precambrian Res.*, 136: 203-240, 2005..

TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M. , ANDREIS R.R.. The central segment of the Ribeira

Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. ThomazFilho (eds.) **TectonicEvolutionof South America**. Rio de Janeiro, p. 287-310. 2000.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. **Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí**. In: Rev. Geonomos v.15 (1), p. 67-79. 2007.

Capítulo 2

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO

Laura Uliana Wisniowski^{1,2}, Edgar Batista de Medeiros Júnior²

RESUMO. A área de estudo está localizada na porção noroeste do estado do Espírito Santo, no município de Nova Venécia, que se insere no domínio interno do Orógeno Araçuaí, onde são encontrados granitos do tipo S e tipo I e os litotipos de fácies anfíbolito a granulito do Complexo Nova Venécia (CNV). O CNV consiste em paragnaisses intercalados com lentes de rochas calciossilicáticas, que apresentam diversos graus de migmatização, relacionadas ao setor distal da bacia de retroarco precursora do Orógeno Araçuaí. Na área de estudo o CNV é representado por cordierita granulito e granada-biotita gnaisse. Os litotipos correlacionados ao CNV representariam os metatexitos que são a fonte da anatexia que gerou os diatexitos correlacionados as supersuítas G2 e G3. As descrições microscópicas de cordierita granulito indicam que a paragênese do pico metamórfico consiste em granada + cordierita + sillimanita + biotita + espinélio + feldspato potássico + plagioclásio, que possui campo de estabilidade entre 750 e 800°C de temperatura e 4,5 e 5 kbar de pressão.

PALAVRAS- CHAVE. Complexo Nova Venécia; granulito, Orógeno Araçuaí; petrologia metamórfica.

INTRODUÇÃO

A região noroeste do estado do Espírito Santo apresenta uma associação de litotipos que incluem rochas graníticas do tipo I e do tipo S, juntamente com paragnaisses que apresentam diferentes intensidades de fusão (RONCATO, 2009). Este trabalho estudou as rochas paraderivadas de alto grau metamórfico presentes na Folha Nova Venécia. Esta unidade é cartografada como Complexo Nova Venécia, e é constituída por paragnaisses de protólitos pelíticos e grauvaquianos (QUEIROGA et al., 2012) com diferentes graus de migmatização e cujo litotipo característico consiste em sillimanita-granada-cordierita-biotita paragnaisse. Durante o estudo buscou-se fazer a caracterização petrográfica e metamórfica desse litotipo, utilizando pseudoseções-modelo de White et al. (2007).

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo se situa no município de Nova Venécia (Figura 1), na região sudeste do Brasil, na porção noroeste do estado do Espírito Santo. A área consiste em 224km² e é delimitada por quatro vértices com as seguintes coordenadas definidas no sistema UTM com

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto – Escola de Minas - Ouro Preto, MG, Brasil

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO

datum SIRGAS 2000: P1 341123E, 7933413N; P2 354974E, 7933413N; P3 341123E, 7917205N; P4 354974E, 7917205N.

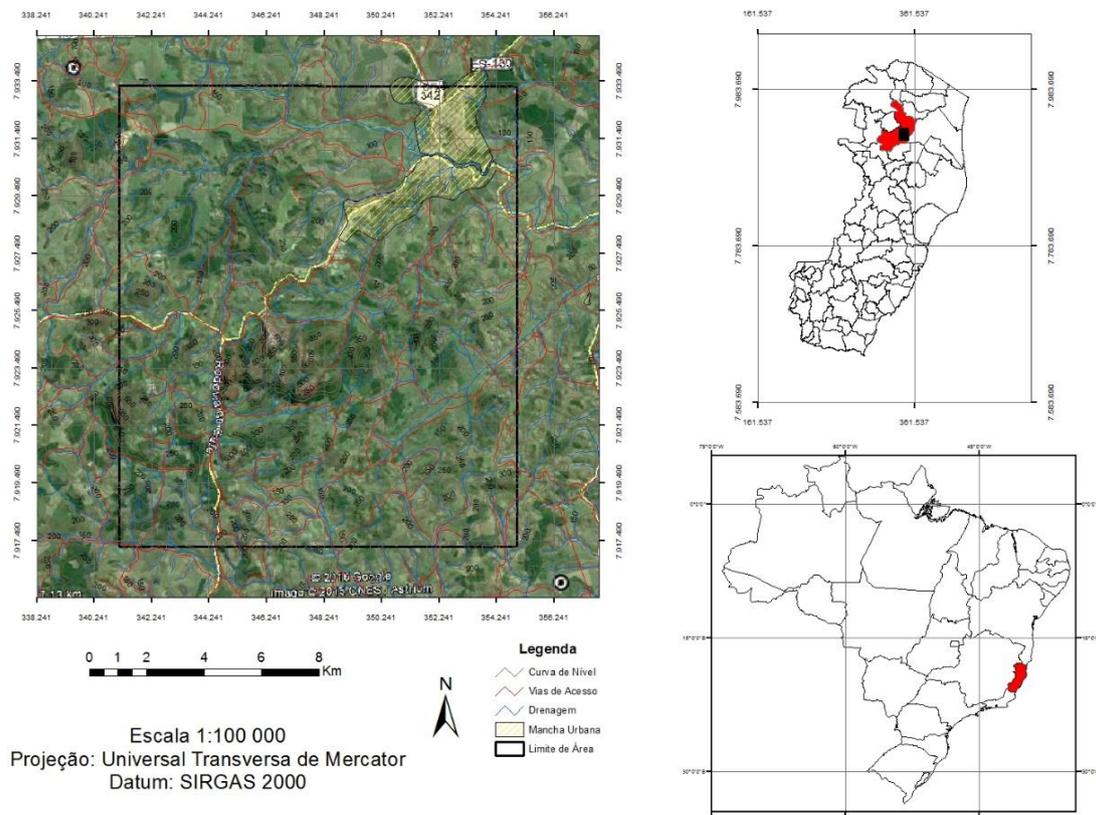


Figura 1. Mapa de localização da área, no município de Nova Venécia, Espírito Santo.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo se insere no segmento norte da Faixa de Dobramentos Araçuai (PEDROSA-SOARES et al., 2007), na região norte do estado do Espírito Santo, onde ocorrem rochas graníticas, granulíticas e gnaisses referentes ao núcleo metamórfico do Orógeno Araçuai (ALKMIM et al., 2007; RONCATO, 2009). O Orógeno Araçuai corresponde ao segmento setentrional do sistema orogênico neoproterozóico da Província Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004), que, em conjunto com sua contraparte africana, constitui o Orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Fig. 2). Este orógeno resultou do fechamento de um golfo parcialmente oceanizado, situado entre a Paleopenínsula São Francisco e o Paleocontinente Congo (PEDROSA-SOARES et al., 2006, 2007; ALKMIM et al., 2007).

O CNV consiste em paragneisses intercalados com rochas calcissilicáticas, que apresentam diversos graus de migmatização, relacionadas ao setor distal da bacia de retroarco do Orógeno Araçuai (NOCE et al., 2004, GRADIM et al., 2014). Na área de estudo é representado por cordierita granulito e granada-biotita gnaisse.

O Orógeno Araçuai registra uma sequência de eventos de plutonismo orogênico que foram agrupados em cinco supersuítas, G1 a G5, referentes aos quatro estágios de evolução do orógeno: pré-colisional (G1), sincolisional (G2), tardi-colisional (G3) e pós-colisional (G4 e G5) (PEDROSA-SOARES et al., 2011). As rochas das supersuítas G1 e G2 registram a foliação regional (S_n), ao passo que as rochas das demais supersuítas (G3, G4 e G5) não apresentam deformação regional (PEDROSA-SOARES et al., 2006, 2011). As supersuítas G1 e G4 não ocorrem na região de estudo.

A supersuíte G2 é associada ao estágio sincolisional, relacionado ao fechamento da bacia, constituída de granitos tipo S, produto da fusão de sedimentos aluminosos que correspondem na área as Suítes Ataléia e Carlos Chagas. Na supersuíte G3 são agrupadas as rochas que apresentam foliação incipiente ou ausente que podem estar associadas ao estágio sincolisional e tardi-colisional. A supersuíte G5 consiste em granitos tipo I que inclui plútons zonados compostos por rochas máficas e félsicas com ausência de foliação regional e são correlacionados à Suíte Aimorés.

METODOLOGIA

Para a sistematização e contextualização dos futuros dados e da área em foco foi realizada a revisão bibliográfica com base em artigos científicos, livros e mapas geológicos, com enfoque nas características litológicas acerca da região de estudo.

Na etapa pré-campo foi feita a integração de dados para a confecção da base cartográfica em ambiente SIG. Em sequência, a atividade de campo foi realizada entre os dias 21 e 26 de setembro de 2014. Nesta etapa foi realizada a coleta de amostras dos pontos com maior representatividade juntamente com a observação das relações de contato entre as rochas da área e a descrição macroscópica dos litotipos observados, detalhando os aspectos mineralógicos, texturais e estruturais. Para as rochas ígneas foi utilizado o diagrama de classificação por análise modal QAP de Streckeisen (1976). Para as rochas metamórficas foi utilizada a classificação de Fettes & Desmons (2007). Para a descrição das rochas produto de fusão foi utilizado o conceito de Sawyer & Brown (2008) que define migmatitos como rochas de médio a alto grau metamórfico, que podem ser heterogêneas em escala macro ou microscópica, e consistem em duas ou mais partes petrograficamente distintas.

Findado o trabalho de campo, foram confeccionadas (no laboratório da Universidade Federal de Ouro Preto) e descritas (no laboratório da Universidade Federal do Espírito Santo) nove lâminas delgadas para classificação dos litotipos em microscópio Nikon com a finalidade de caracterizar a mineralogia e microestruturas presentes. A última etapa corresponde à análise e interpretação dos dados coletados em campo e relacionando-os com a bibliografia existente.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na área de estudo foram encontradas as unidades: Complexo Nova Venécia (CNV), Suíte Ataléia, Suíte Carlos Chagas, Suíte G3 e Suíte Aimorés descritas na Folha Nova Venécia por Queiroga et al., (2012). Posteriormente os litotipos destas unidades foram classificados segundo Streckeisen (1967) e Fettes & Desmons (2007). O Complexo Nova Venécia inclui os litotipos granada-biotita gnaisse e cordierita granulito, a Suíte Ataléia consiste em granada-biotita granito, a Suíte Carlos Chagas engloba granitos porfiríticos com composição monzonítica-sienogranítica, a Suíte G3 é composta por cordierita-granada leucogranito e a Suíte Aimorés consiste em biotita granito e charnockito.

O CNV consiste em granada-biotita gnaisses e cordierita granulitos, que podem conter níveis de forma lenticular e tamanho centimétrico de rocha calciossilicática. Esses litotipos exibem variáveis feições de migmatização e podem ser classificados como metatexitos estromáticos. Verificam-se, em alguns afloramentos, porções de neossoma ou leucossoma intercalados com *residuum* e/ou cortando o bandamento da rocha. Nos afloramentos de granada-biotita gnaisse são observados bolsões quartzo-feldspáticos (leucossoma) bordejados por grãos de granada idioblásticos centimétricos (*residuum*) (Figura 2). Também ocorrem enclaves de leucogranitos porfiríticos e de granada-biotita granito com contatos variando de difuso a abrupto, sugerindo representar porções diatexíticas.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO



Figura 2. Aspectos macroscópicos do granada-biotita gnaíse do Complexo Nova Venécia. Observa-se os bolsões de quartzo associados à grãos de granada.

O cordierita granulito é uma rocha de coloração azul intensa, heterogênea, inequigranular de granulação fina a média com textura granoblástica. Apresenta bandamento difuso, irregular, descontínuo e deformado (Figura 3). O caráter bandado desta unidade é relacionado a porções fundidas injetadas em meio à rocha resistente a fusão, o que caracteriza esta como um metatextito estromático.



Figura 3. Cordierita granulito com bandamento estromático, as bandas azuladas são ricas em cordierita.

O cordierita granulito possui textura granoblástica com grãos de contatos geralmente interlobado. É composta mineralogicamente por ortoclásio (35%), cordierita (20%), quartzo (15%), minerais opacos (10%), biotita (25%), acessórios: (<5%) hercinita, (<1%) plagioclásio, e secundários como: (< 1%) sillimanita, (<1 %) carbonato, (< 1%) högbomita, e (< 1%) sericita. A granada é pontual, só foi observada no afloramento e geralmente envolvida por cordierita.

O ortoclásio ocorre sob a forma de grãos subédricos com tamanho entre 0,75 e 2 mm (Figura 4A). Possui, em alguns cristais, processo de sericitização. Em alguns casos os grãos apresentam mirmerquita e inclusões de biotita e quartzo. Os grãos de plagioclásio são subédricos quando inclusos em cordierita e ocorrem como filmes envolvendo cordierita, ortoclásio e minerais opacos. Apresentam macla polissintética e não ultrapassam 0,25 mm. O quartzo tem forma anédrica e granulação variando entre 0,5 e 1 mm. Geralmente ocorrem em inclusões ameboides ou em simplectita nos grãos de cordierita. Nos grãos maiores pode ser observada extinção ondulante. Os minerais opacos apresentam forma anédrica com tamanho entre 0,15 e 1,5 mm, em encontram-se associados à hercinita. Grande parte desses minerais opacos deve ser magnetita. Os cristais de cordierita apresentam-se maclados, com forma subidioblástica (Figura 4B) a idioblástica com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, podendo pontualmente ocorrer em cristais alongados. Alguns grãos apresentam inclusões de quartzo, plagioclásio e sillimanita, outros ocorrem envoltos em finos filmes de plagioclásio, além disso, é comum observar a tonalidade amarelada de alguns cristais pelo processo de substituição para Mg-clorita (pinitização). Os grãos de quartzo que ocorrem nessas inclusões são frequentemente de formato ameboide (Figura 4C). A biotita ocorre em grãos subidioblásticos a idioblásticos, com tamanho entre 0,15 e 2 mm. Os grãos idioblásticos apresentam pleocroísmo variando de bege a castanho, enquanto os grãos subidioblásticos apresentam pleocroísmo em tons de castanho-escuro a incolor. Em alguns casos a biotita ocorre sob a forma de microestrutura simplectítica, exibindo lamelas vermiformes de quartzo (Figura 4D). A hercinita ocorre com forma subidioblástica à xenoblástica com tamanho em torno de 0,5 mm e coloração verde intensa. Ocorre associada principalmente intercrescida com minerais opacos. Em torno de alguns grãos pode se observar substituição desta para högbomita. A sillimanita em forma de agulhas com tamanho em torno de 0,1 mm em agregados inclusos em cordierita apresentando-se orientadas dentro do grão hospedeiro. Sericita e högbomita são minerais secundários. A sericita ocorre pela substituição de plagioclásio e a högbomita substitui as bordas de hercinita.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO

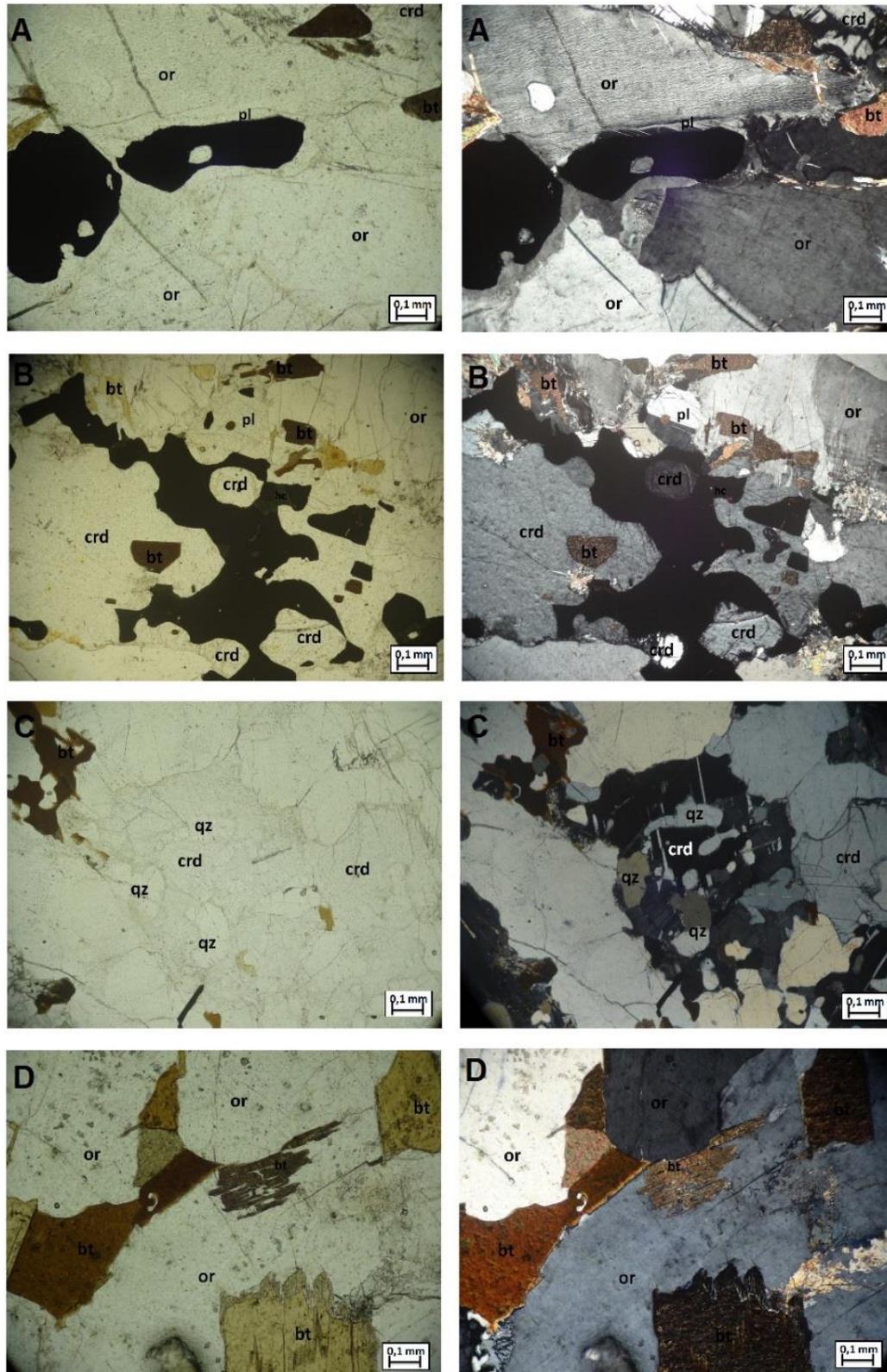


Figura 4. Fotomicrografia de cordierita granulito do Ponto 25. (A) Filme de plagioclásio envolvendo mineral opaco. (B) Mineral opaco associado à hercinita e a cordierita. (C) Cordierita com inclusões de quartzo ameboide. (D) Palheta de biotita com simplectita de quartzo. Or = ortoclásio; PL = plagioclásio; crd = cordierita; bt = biotita; qz = quartzp. As fotomicrografias das colunas a esquerda são em polarizada paralela e as fotomicrografias a direita são em luz polarizada cruzada.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO CORDIERITA GRANULITO (COMPLEXO NOVA VENÉCIA) NOS ARREDORES DA CIDADE DE NOVA VENÉCIA, REGIÃO NOROESTE DO ESPÍRITO SANTO

As condições retrometamórficas do cordierita granulito são marcadas pela ocorrência de cordierita envolvendo granada sob a forma de corona. Isso pode evidenciar a formação de cordierita durante o retrometamorfismo pela reação (2) de Harley (1989). Segundo o mesmo autor, ela está relacionada a uma descompressão quase isotérmica. Logo, entende-se que as rochas do Complexo Nova Venécia foram metamorfizadas em fácies granulito, com uma trajetória retrometamórfica dada por descompressão, provavelmente associada a um evento tectônico. É sabido que o metamorfismo das rochas do Complexo Nova Venécia está associado a fase colisional do Orógeno Araçuaí. Possivelmente, a descompressão identificada esteja relacionada ao colapso dessa estrutura, que é descrito por Alkmim et al. (2006) em seu modelo de evolução para Orógeno Araçuaí.

Granada + sillimanita + quartzo → cordierita (2).

CONCLUSÃO

Os estudos petrográficos e mineralógicos elucidaram, através das paragêneses minerais que, as rochas do Complexo Nova Venécia representam migmatitos metatexíticos que passaram por processo de fusão.

As condições metamórficas obtidas para o Complexo Nova Venécia indicam fácies granulito entre 750 800°C de temperatura e entre 4 e 4,5 kbar de pressão com uma trajetória retrometamórfica caracterizada por uma descompressão. Com isso, sugere-se uma evolução metamórfica que se iniciou durante a edificação do Orógeno Araçuaí e cujo registro final se deu durante o colapso do orógeno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM F.F., PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., CRUZ S.C.P. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** Geonomos, v(1), (25-43), 2007.

BUCHER, K.; FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks.** Springer, 8.ed, pp.318, Berlim, 1994.

FETTES, D; DESMOND, J. **IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.** Disponível em <<https://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html>> Acesso em 04 de abril de 2014.

GRADIM, C., RONCATO, J., PEDROSA-SOARES, C.P., CORDANI, U., DUSSIN, I., ALKMIM, F.F., QUEIROGA, G., JACOBSON, T., DA SILVA, L.C. AND BABINSKI, M. **The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation.** Brazilian Journal of Geology, v (44), (155 – 180), São Paulo, 2014.

HARLEY, S. L. **The origins of granulites: A metamorphic perspective.** Geological Magazine, v (126), (215–331), 1989.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; CAMPOS NETO, M.C.; TROUW, R.A.J. **A evolução tectônica da Província Mantiqueira.** In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Coords.), Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-234, São Paulo, 2004.

NOCE C.M., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA L.C., ALKMIM F.F. **O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí.** Geonomos, v (15), (17-23), Belo Horizonte, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., GRADIM, C., BELÉM, J., RONCATO, J., NOVO, T., DIAS, P., GRADIM, D., MEDEIROS, S., JACOBHSON, T., BABINSKI, M. & VIEIRA, V. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo.** Geonomos, 14 (2), (97-111), Belo Horizonte, 2006.

PEDROSA-SOARES A. C., NOCE C. M., ALKMIM F. F., SILVA L. C., BABINSKI M., CORDANI U.,CASTAÑEDA. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos, v (15), (1-16). Belo Horizonte, 2007.

QUEIROGA, G. N.; PEDROSA-SOARES, A.C.; RONCATO, J.; DIAS, P. H. A.; GUIMARÃES, H. A.; COUTINHO, M. O.; FREITAS, N. C.; GRADIM, C.T.; BRAGA, F. C. S.; NOVO, T. **Geologia da Folha Nova Venécia SE-24-Y-B-IV**, escala 1:100.000. v(1), p.76, Rio de Janeiro, 2012.

RONCATO, J. **As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia.** Dissertação (Mestrado em Geociências)- Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 2009.

SAWYER, E.W. **Atlas of migmatites.** The Canadian Mineralogist. In: Special Publication, NRC Research Press, Ottawa, Ontario,v (9) p. 371. 2008.

SPEAR, F.S. **Real-time AFM diagrams on your Macintosh.** Geological Materials Research, v(1-3),(1-19), 1999.

STRECKEISEN, A.C. **To each plutonic rock its proper name.** Earth-Science Reviews, v(12), (1-33), 1976.

WHITE R. W., POWELL R., HOLLAND T. J. B. **Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites.** J. Metamorphic Geology, v (25) (511–527), 2007.

Capítulo 3

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

Raissa Beloti de Mesquita¹, Edgar Batista de Medeiros Junior², Gabriela Magalhães da Fonseca, ³Tamires Costa Velasco⁴

RESUMO. As rochas ultramáficas encontradas nos arredores dos municípios de Catas Altas, Mariana e Barra Longa, região centro-sudeste de Minas Gerais, apresentam-se parcialmente preservadas, com mineralogia e/ou textura ígneas conservadas, ou totalmente diferenciadas, com mineralogia metamórfica. Geologicamente, estão encaixadas em complexos gnáissicos, e podem ser correlacionadas às rochas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas. A caracterização petrogenética e geoquímica dos diferentes litotipos ultramáficos encontrados na região permitem avaliar o grau de preservação da paragênese ígnea relíctica bem como a intensidade e o tipo de modificação mineralógica e geoquímica que afetou essas rochas. Os litotipos identificados foram: metaperidotito e serpentinito, de Catas Altas; talco-clorita xisto e esteatito, de Mariana; e harzburgito, de Barra Longa. O metaperidotito e o serpentinito são rochas de muito baixo grau identificado devido sua paragênese principal de serpentina + tremolita ± clorita ± carbonato, e sua frequente preservação da textura cumulática ígnea e preservação do ortopiroxênio ígneo no metaperidotito, que é a rocha mais preservada. O esteatito e o talco-clorita xisto são rochas de baixo grau identificado devido sua paragênese principal de talco + clorita ± carbonato ± tremolita, mas por não conterem textura e/ou mineralogia ígnea preservadas possuem grau metamórfico mais alto que as rochas da região de Catas Altas. O harzburgito, composto essencialmente por olivina e ortopiroxênio, é caracterizado como rocha de fácies granulito por estar inserido no contexto do complexo granulítico Acaiaca. Os estudos geoquímicos permitiram verificar que as rochas analisadas possuem teores de MgO entre 27 e 38%, em base anidra, e, portanto, pertencem ao membro peridotítico da suíte komatiítica. As mais baixas razões de SiO₂/MgO permitiram identificar que as rochas ultramáficas da região de Catas Altas, o metaperidotito e o serpentinito, passaram por serpentinitização, onde ocorreu empobrecimento em sílica ou enriquecimento em MgO. As mais altas razões SiO₂/MgO sugerem que as rochas da região de Mariana, o esteatito e o talco-clorita xisto, passaram por processos metassomáticos, onde ocorreu ganho relativo de SiO₂, provinda da rocha encaixante que é rica em SiO₂, ou uma perda relativa de MgO, devido a grande concentração de MgO da ultramáfica original. Outra evidência deste processo é a formação da zona de interação metassomática denominada black wall. Os estudos petrográficos e geoquímicos permitiram concluir que as rochas ultramáficas estudadas

¹Serviço Geológico do Brasil, CPRM – Manaus, AM, Brasil

²Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP – Ouro Preto, MG, Brasil

³Instituto Federal de Goiás, IFG – Goiânia, GO, Brasil

⁴Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS) – Alegre, ES, Brasil

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

equivalem a porções plutônicas do magma peridotítico komatiítico que gerou o Grupo Nova Lima, base do *greenstone belt* Rio das Velhas, na orogênese Jequié.

PALAVRAS-CHAVE. ESTEATITO; METAPERIDOTITO; SERPENTINITO.

INTRODUÇÃO

Rochas ultramáficas ocorrem no Quadrilátero Ferrífero e representam importantes bens minerais como fonte de óxido de magnésio (MgO), talco, além de matéria-prima utilizada em produtos resistentes a alta temperatura (fornos domésticos, lareiras e painéis). Nos arredores dos municípios de Catas Altas, Mariana e Barra Longa, a leste do Quadrilátero Ferrífero, há ocorrências desses litotipos intrudidos em complexos gnáissicos. Algumas dessas ultramáficas apresentam-se com parte de sua mineralogia ígnea preservada, outras possuem mineralogia metamórfica. O estudo dos processos petrogenéticos que levaram à mudança da paragênese original ou a conservação da mesma ainda é pouco explorado devido à escassez de afloramentos preservados, ainda assim, é de grande importância para se entender a evolução dessas rochas na região.

Neste trabalho apresentam-se resultados obtidos em estudos de cunho petrológico e geoquímico de rochas ultramáficas. A caracterização petrológica e geoquímica foi realizada com objetivo de correlacionar rochas totalmente metamorfizadas e diferenciadas por metassomatismo com rochas que ainda preservam características do protólito ígneo.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As ocorrências das rochas ultramáficas estudadas situam-se nos municípios de Catas Altas, Mariana e Barra Longa, localizados na porção centro-sudeste de Minas Gerais, sudeste do Brasil. As sedes desses municípios localizam-se, respectivamente, à aproximadamente 102 km, 114 km e 163 km da capital do estado, Belo Horizonte, e esta se localiza a 420 km do município de Alegre, no Espírito Santo (Figura 1). Os pontos visitados foram um peridotito situado no município de Barra Longa, duas pedreiras de esteatito na região do distrito de Furquim em Mariana, e três pedreiras de metaperidotito no município de Catas Altas (Figura 2). O acesso à região das ocorrências estudadas se dá, a partir de Alegre, pelas rodovias BR-482, MG-111, BR-262, MG-329, MG-262 (Figura 1). A partir de Belo Horizonte, podem-se utilizar as rodovias BR-356 e MG-262.

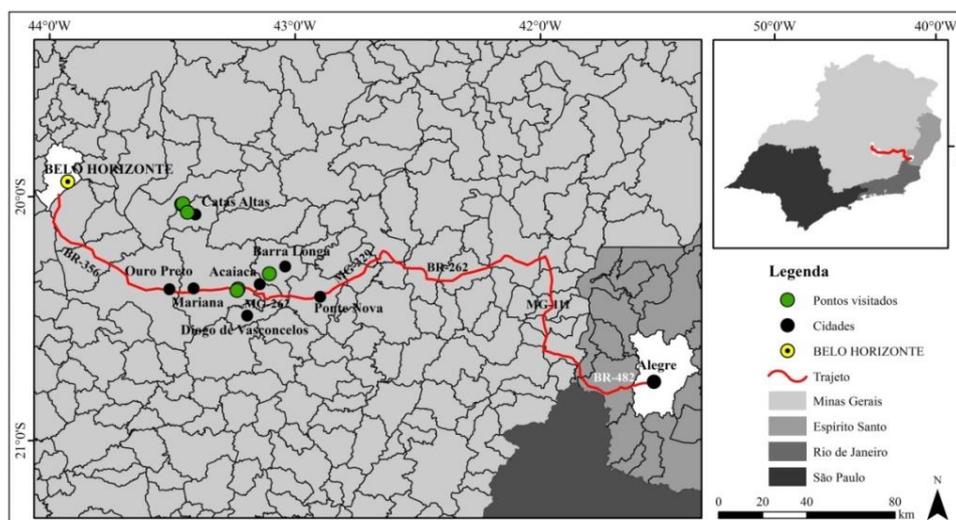


Figura 1. Principais vias de acesso e localização dos pontos visitados.

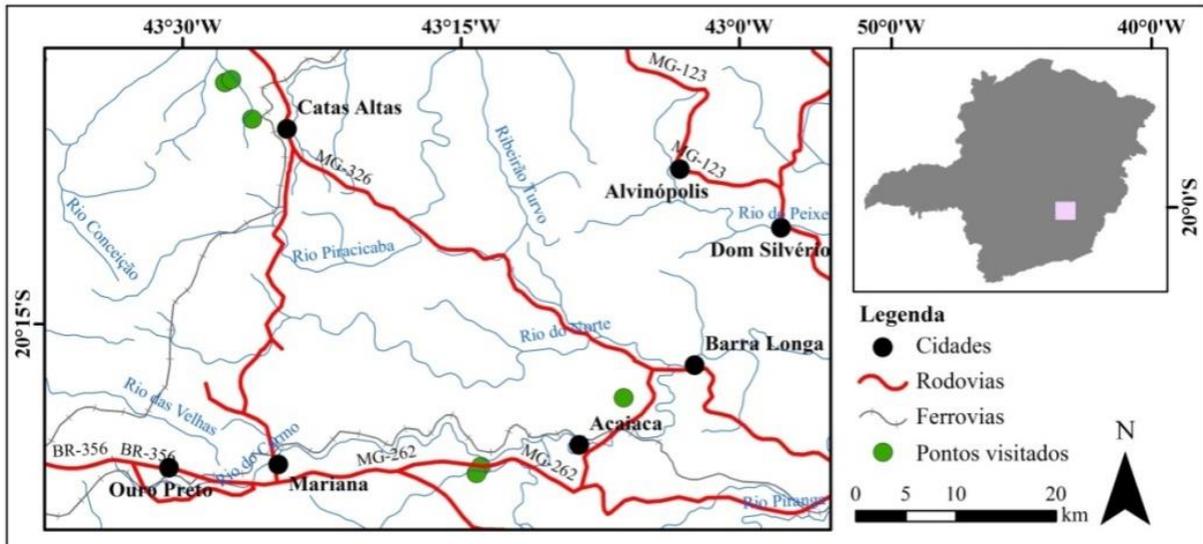


Figura 2. Localização e vias de acesso aos pontos visitados.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Tectonicamente, a área estudada encontra-se inserida no extremo sudoeste da Faixa Araçuai, a leste do Quadrilátero Ferrífero, numa região caracterizada por conter rochas do embasamento cratônico que foram retrabalhadas durante o Evento Brasileiro de edificação do orógeno Araçuai (Figura 3).

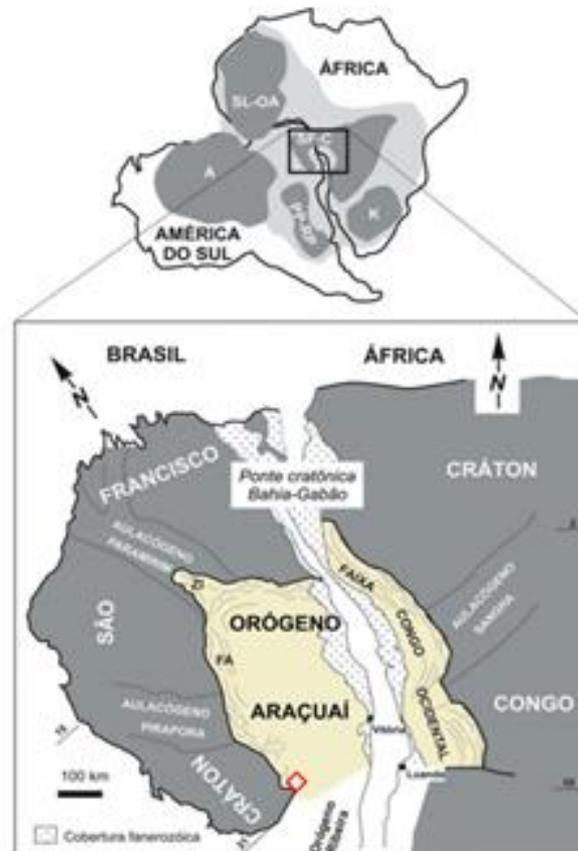


Figura 3. O Orógeno Araçuai na região central do Paleocontinente Gondwana. O retângulo vermelho indica localização da região estudada (adaptado de ALKMIM et al., 2006).

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

As ocorrências de rochas ultramáficas estudadas são correlacionadas à sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Rio das Velhas (BALTAZAR e RAPOSO, 1993). Todos esses litotipos ocorrem intrudindo o embasamento regional, formado gnaisses dos complexos Santo Antônio de Pirapetinga e Santa Bárbara. Já o corpo granulítico ultramáfico estudado, identificado neste trabalho como harzburgito, intrude os granulitos do Complexo Acaiaca (JORDT-EVANGELISTA, 1984; 1985).

O Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, segundo Baltazar e Raposo (1993), constitui-se de uma associação de rochas ultrabásicas e básicas, metamorfizadas e metassomatizadas, e gnaisses leucocráticos, tonalíticos a graníticos, com bandamentos incipientes, geradas em fases distintas. O Complexo Santa Bárbara (BALTAZAR e RAPOSO, 1993), é composto por gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos que apresentam injeções de granitos e xenólitos de anfibolito e metadiorito.

O Complexo Acaiaca (JORDT-EVANGELISTA, 1984; 1985) é composto por charnockitos, enderbitos, gnaisses kinzigíticos, e biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos de alto grau metamórfico. Medeiros Júnior (2009) e Medeiros Júnior e Jordt-Evangelista (2010) ainda descrevem o complexo como sendo formado por granulitos ortoderivados félsicos, máficos e ultramáficos e granulitos paraderivados. Datações geocronológicas nesses granulitos, pelo método Rb/Sr e Pb/Pb em rocha total, revelaram idades em torno de 2.0 Ga (TEIXEIRA et al., 1987). Isso indica que o principal evento metamórfico que afetou as rochas da região foi o Transamazônico.

O Supergrupo Rio das Velhas é composto, da base para o topo, pelos grupos Nova Lima e Maquiné (DORR et al., 1957) (Figura 4). O primeiro compreende três unidades tectono-estratigráficas de rochas vulcanossedimentares (PINTO, 1996): uma unidade inferior de lavas e soleiras máficas e ultramáficas, de composição tholeiítica tipo *Mid-Ocean Ridge Basalts* – MORB e subordinadamente komatiítica, com intercalações metassedimentares químico-exalativas, formadas em ambiente extensional de fundo oceânico; uma unidade intermediária de ambiente compressivo, proveniente de arco vulcânico intra-oceânico, composta por rochas piroclásticas e vulcanoclásticas félsicas; e uma unidade superior, ainda de ambiente compressivo, constituída por rochas metassedimentares vulcanoclásticas e epiclásticas, turbidíticas. O Grupo Maquiné é uma sequência sedimentar terrígena, contendo metaconglomerados polimíticos, metarenitos e metapelitos, e assenta-se sobre o Grupo Nova Lima de forma discordante.

Estudos realizados por Machado e Carneiro (1992), Machado et al. (1992), Noce et al. (1998), Zucchetti (1998), e Silva et al. (2000) permitiram a caracterização do *Greenstone Belt* Rio das Velhas como resultado de uma evolução conduzida pela orogênese Jequié no Neoproterozoico.

Um período de relativa estabilidade, no Paleoproterozoico, após a orogênese Rio das Velhas, permitiu o desenvolvimento de margens passivas (ALKMIM e MARSHAK, 1998) e a formação do Supergrupo Minas que compreende: rochas conglomeráticas, quartzíticas e pelíticas do Grupo Caraça; formações ferríferas bandadas e rochas dolomíticas do Grupo Itabira; e rochas pelíticas e areníticas do Grupo Piracicaba. Há ainda o Grupo Sabará, constituído por quartzitos e separado das unidades basais por discordância. Acima do Supergrupo Minas assenta-se de forma discordante o Grupo Itacolomi, composto por metarenitos e meta-conglomerados (DORR, 1969; ALKMIM e MARSHAK, 1998; BIZZI, 2003).

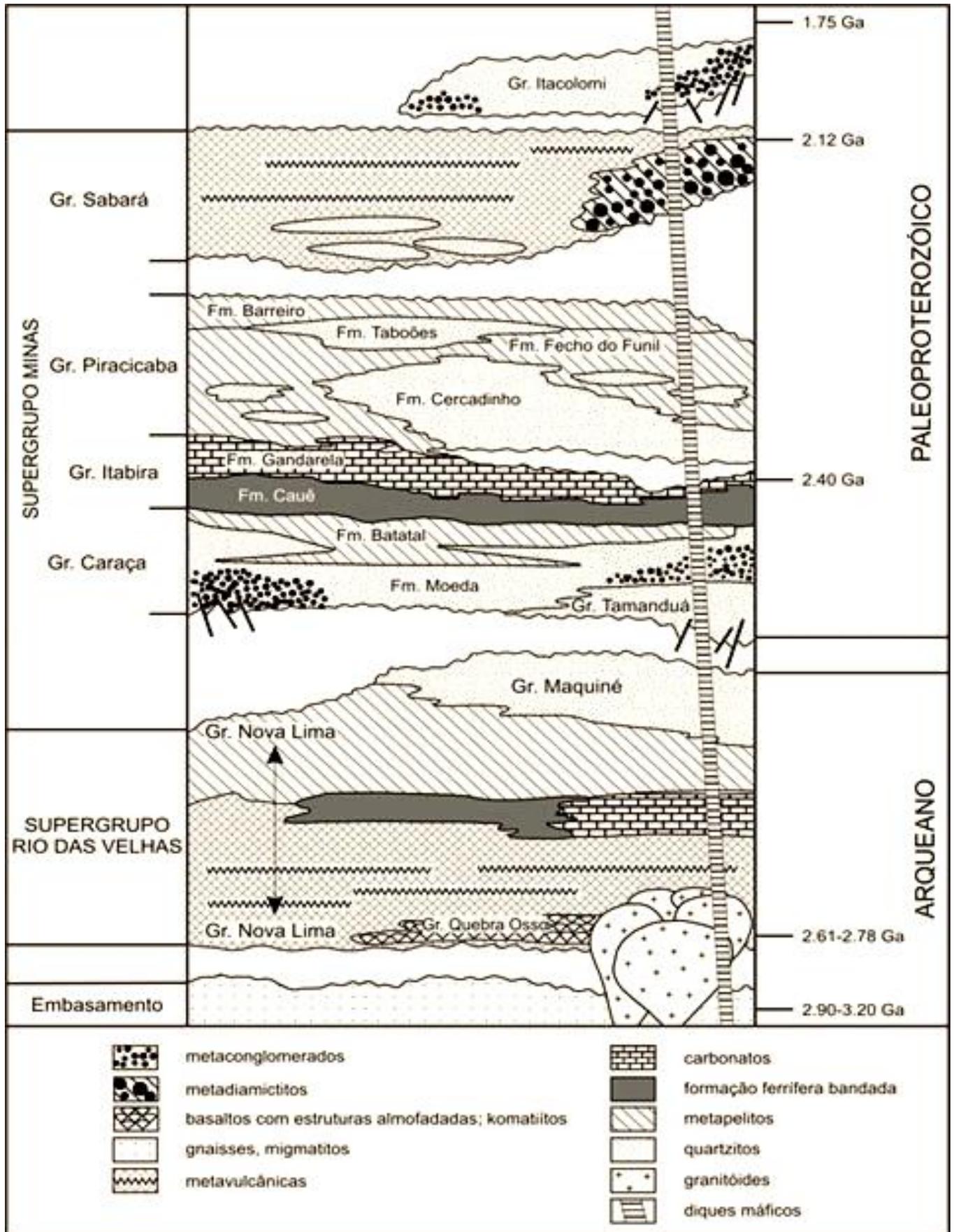


Figura 4. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero retirada de Alkmim e Marshak (1998).

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

METODOLOGIA

Amostras representativas dos litotipos estudados foram coletadas em seis pontos previamente selecionados. Os pontos visitados foram: um peridotito situado no município de Barra Longa-MG, duas pedreiras de esteatito na região do distrito de Furquim em Mariana-MG, e três pedreiras de metaperidotito no município de Catas Altas-MG. Das amostras coletadas, foram selecionadas dezesseis para a confecção de lâminas que foram descritas por meio de microscopia de luz transmitida no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia (DGEL) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES).

Posteriormente, cinco amostras foram selecionadas para análise geoquímica de rocha total: um metaperidotito (ponto 001), um serpentinito (ponto 003), dois esteatitos (pontos 004 e 005) e um harzburgito (ponto 006). Essas cinco amostras foram selecionadas com base em sua preservação e diferenciação, as amostras do metaperidotito e do harzburgito são representantes mais próximos do protólito e os esteatitos são as rochas mais diferenciadas. A preparação das amostras de geoquímica se deu, inicialmente, pela britagem com a utilização de uma marreta de aço. As amostras foram acondicionadas em lonas plásticas de polietileno de baixa densidade para evitar contaminação durante a britagem. Em seguida, o material britado foi armazenado em sacos plásticos, com identificações referentes a cada litotipo, e enviadas à Acme Analytical Laboratories S.A para moagem e posterior análise. As análises foram realizadas via Espectrofotômetro de Emissão Atômica com Fonte Plasma (ICP-OES) para elementos maiores e menores, e via Espectrômetro de Massa com Plasma Induzido Acoplado (ICP-MS) englobando elementos traços. No caso do harzburgito os dados foram extraídos do trabalho de Medeiros Júnior e Jordt-Evangelista (2010). A abertura das amostras se deu pela fusão em tetraborato/metaborato de lítio e pela digestão em ácido nítrico de um total de 0,2g de amostra. Para a detecção de metais base e metais preciosos, 0,5g de amostra foram digeridas em Aqua Regia à 95°C. A perda ao fogo (PPC) foi estabelecida pela diferença de peso após a calcinação a 1000 °C.

Os dados obtidos dos estudos petrográficos, das análises químicas e dos cálculos de balanço de massa foram tratados e interpretados. No estudo geoquímico, os dados foram processados no software Minpet® versão 2.02 (RICHARD, 1995).

Os mapas de localização e vias de acesso, de unidades geológicas e de delimitação do corpo harzburgítico foram confeccionados no software ArcGis® versão 9.3, utilizando dados vetoriais das folhas Belo Horizonte (SE-23) e Rio de Janeiro (SF-23) de escala 1:1.000.000.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os pontos visitados para coleta de amostras localizam-se nos municípios de Catas Altas (Pontos 001, 002 e 003), Mariana (Pontos 004 e 005) e Barra Longa (Ponto 006), no estado de Minas Gerais. Os litotipos ultramáficos identificados foram metaperidotito, serpentinito, serpentina-tremolita granofels, talco-clorita xisto, esteatito e harzburgito (Figuras 5, 6 e 7). A classificação de todas as rochas segue as recomendações de Fettes e Desmons (2007).

As rochas ultramáficas ocorrem localmente como afloramentos de poucos metros, observados tanto em pedreiras em funcionamento como desativadas e, por vezes, como pequenos blocos, sem grande distribuição espacial (Figura 5). Os contatos com as rochas encaixantes encontram-se obliterados pelo intemperismo, sendo possível sua visualização apenas nos pontos localizados no município de Mariana, onde é possível observar o contato entre o gnaiss e a rocha metaultramáfica (Figura 5D) e uma zona de interação metassomática do tipo *black wall* (Ponto 005) que ocorre entre esses dois litotipos. De modo geral, as rochas são maciças, equigranulares de granulação média, com coloração acinzentada a cinza

esverdeada, e possuem variadas fraturas de diversas orientações preenchidas por serpentina, carbonato, tremolita e talco.

No ponto 001 (Catas Altas) foram identificados metaperidotitos com diferentes graus de serpentinização. O grau de serpentinização varia com a abundância em volume de serpentina e com as condições de preservação da textura cumulática do protólito peridotítico, caracterizada por grãos de olivina e piroxênio pseudomorfizados por minerais metamórficos (Figuras 6A e 6B). Assim, ocorrem rochas com quantidades em torno de 45% de serpentina e textura blastocumulática bem marcada, e rochas com quantidades superiores a 75% de serpentina e textura blastocumulática incipiente ou inexistente. Estas últimas, por apresentarem mais de 75% de serpentina, podem ser classificadas como serpentinitos.



Figura 5. Fotos dos afloramentos visitados. A – Pedreira de metaperidotito (Ponto 001). B e C – Pedreira desativada de serpentinito (Ponto 002 e 003). D – Pedreira desativada de talco xisto, onde se observa o contato da rocha metaultramáfica com o gnaiss (Ponto 004). E – Pedreira de esteatito (Ponto 005). F – Blocos de harzburgito (Ponto 006).

As amostras que apresentam textura blastocumulática tem sua composição mineralógica formada por serpentina (45 - 80%), tremolita (15 - 30%), carbonato, minerais opacos (pirita e magnetita), antofilita, ferro-magnésio clorita e magnésio-ferro clorita, e ortopiroxênio, que ocorre somente em uma amostra. Esses últimos minerais perfazem quantidades em torno de 5% e podem, em alguns casos, chegar a 15% como o carbonato, e 20% como a clorita.

Verifica-se que as amostras, nas quais a textura blastocumulática é ausente, apresentam mineralogia composta por serpentina (70 - 85%), tremolita (10 - 20%), talco (até 3%), carbonato (até 1%) e minerais opacos (até 1%). Outras texturas presentes nessas rochas são a lepidoblástica formada pela orientação preferencial incipiente dos grãos de serpentina, e a decussada formada por tremolita e talco. A rocha é equigranular, de granulação muito fina a fina, e os grãos são subidioblásticos.

No ponto 002 (Catas Altas) foram descritas duas amostras com características texturais e mineralógicas semelhantes às do primeiro ponto, classificadas como serpentinito e serpentina-tremolita granofels com ou sem textura blastocumulática (Figura 6C). São constituídos essencialmente por serpentina, mas também se observa tremolita, talco, carbonato e minerais opacos. Alguns veios de carbonato e serpentina de granulação grossa são observados nessas rochas.

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

A rocha com grande abundância de serpentina (90%) não possui tremolita e observa-se uma textura blastocumulática pouco evidente (Figura 6C). Além de serpentina, minerais como talco (1%), carbonato e opacos, somando 6%, compõem essa rocha. O outro litotipo não possui textura blastocumulática e é composto essencialmente por tremolita (50%) e serpentina (40%). Além disso, têm-se talco (7%), carbonato e minerais opacos, somando 3%. A rocha é equigranular, de granulação muito fina a fina.

No ponto 003, as rochas podem ser classificadas como serpentinitos e, embora a mineralogia seja toda metamórfica, é possível observar porções mais preservadas com textura blastocumulática. Em escala de afloramento, observam-se diversas famílias de fraturas paralelas preenchidas por tremolita acicular, talco tabular e serpentina e clorita lamelares, que se orientam paralelamente às paredes da fratura, fornecendo falsa a impressão de que a rocha possui foliação. Nesses níveis são encontrados grãos de magnetita euédrica de tamanhos centimétricos.

O serpentinito é equigranular, de granulação fina e possui textura blastocumulática marcada por agregados pseudomórficos de serpentina, talco e tremolita. Em alguns casos os agregados apresentam formas semelhantes à seção basal (octaédrica) de piroxênios e estão totalmente substituídos por tremolita fibrosa associada à serpentina. Por entre os agregados, há grãos de serpentina. Minerais opacos (<1%) também se associam a rocha. Comumente ocorrem intercrescimentos de grãos de serpentina, talco e tremolita. Os grãos de serpentina perfazem 75% da rocha, são subidioblásticos sob as formas lamelar e fibrosa. O talco compõe 15% em volume e ocorre sob a forma de palhetas finas. A tremolita completa 10% do volume da rocha com grãos xenoblásticos a subidioblásticos, com extinção ondulante.

No ponto 004 (Mariana), a rocha pode ser classificada como talco-clorita xisto, e é composta por Mg-clorita (40%), talco (30%), carbonato (15%), tremolita (10%) e minerais opacos (pirita) (5%). O contato desse litotipo com o gnaissé é marcado pela mudança na coloração do solo, de lilás, no solo proveniente da rocha ultramáfica, para um tom rosado, no solo proveniente do gnaissé. Verifica-se que o contato entre essas litologias é tectônico, sendo representado por uma falha, o que justifica a não observação da zona de interação metassomática entre as duas rochas.

Nesse litotipo ocorre textura lepidoblástica caracterizada por conter uma foliação contínua incipiente do tipo xistosidade, dada pela orientação de clorita e talco. A rocha é inequigranular com porfiroblastos (< 1,3mm) de carbonato e anfibólio sem orientação preferencial e matriz variando de muito fina a fina.

No ponto 005 (Mariana), ocorre o contato entre a rocha metaultramáfica (esteatito) e o gnaissé. Entre esses dois litotipos observa-se uma região de interação caracterizada pela abundância em clorita, biotita e anfibólio, denominada de *black wall*. Essa interação pode ser dividida em zonas que variam em textura e em quantidade das fases minerais de acordo com o aumento da distância em relação ao gnaissé ou ao esteatito. Nas proximidades do gnaissé têm-se uma zona mais rica em biotita e clorita e a quantidade desses minerais diminui em direção ao esteatito.

O gnaissé possui textura granoblástica formada por quartzo e plagioclásio, textura lepidoblástica incipiente formada por biotita e clorita, e textura nematoblástica formada por actinolita e tremolita. A orientação dos grãos de biotita, clorita, actinolita e tremolita forma uma foliação contínua do tipo xistosidade. Além dessa estrutura, a rocha possui um bandamento composicional dado por bandas félsicas de quartzo e plagioclásio intercaladas com máficas constituídas predominantemente por actinolita. Esse litotipo é composto essencialmente por plagioclásio (45%), quartzo (40%) e actinolita (10%). Em menor proporção, completando 5% da composição modal, tem-se clorita, sericita, biotita, tremolita, minerais opacos, apatita, titanita, epidoto, zircão e carbonato. Com isso, a rocha pode ser classificada como actinolita-quartzo-plagioclásio gnaissé. Grãos de plagioclásio ocorrem

intensamente sericitizados e saussuritizados, formando, por vezes, agregados pseudomórficos de sericita e epidoto. Em porções mais próximas ao esteatito, alguns apresentam seu centro isento de inclusões e sua borda preenchida por inclusões de clorita, isso pode ser devido a uma reação no momento do metassomatismo chamada de borda reativa. A actinolita possui fraco pleocroísmo de verde, verde azulado e verde amarelado e alguns grãos mostram uma variação de verde a incolor entre a borda e o centro do cristal, sendo ora a borda verde e o centro incolor ora o centro verde e a borda incolor, podendo indicar transformação de actinolita em tremolita (de verde para incolor) e/ou de tremolita em actinolita (de incolor para verde).

O esteatito é uma rocha metaultramáfica caracterizada pela abundância em talco (Figura 7D). Compõe-se essencialmente por talco (65 – 80%), clorita (15 – 25%), carbonato (1 – 5%) e minerais opacos (pirita) (1 – 5%), além de por vezes conter tremolita (0 – 2%). A rocha pode apresentar textura lepidoblástica dada pela orientação de palhetas de talco e clorita e textura decussada caracterizada por palhetas de talco sem orientação preferencial. Os grãos são subidioblástico a idioblásticos de granulação variando de fina a média.

A zona de interação entre o gnaiss e o esteatito é chamada de *black wall* e compõe-se por talco, tremolita, biotita, clorita e minerais opacos. Apresenta três zonas com mineralogia semelhante, que diferem pela textura e tamanho dos grãos, a saber: uma zona de granulação grossa com foliação contínua do tipo xistosidade gerada por textura lepidoblástica formada por magnésio-ferro-clorita (5%), biotita (20%) e talco (35%), e textura nematoblástica, formada por tremolita (40%); uma zona de granulação média, com textura decussada formada por biotita (5%), clorita (5%), tremolita (20%) e talco (70%) (Figura 8A); e, entre as duas anteriores, uma zona de granulação fina e porfiroblastos de biotita, com textura lepidoblástica formada por 5% de clorita e biotita, 70% de talco e textura nematoblástica formada por tremolita (30%), ambas gerando uma foliação contínua incipiente do tipo xistosidade (Figura 8B). Analisando o *black wall*, a partir da zona de granulação média até a zona de granulação grossa, é possível verificar que as quantidades de tremolita se mantêm medianas, entre 20% e 40%, enquanto que a abundância em biotita e clorita aumenta em detrimento da redução de talco. Comparando essas zonas com o zoneamento ideal do metassomatismo entre uma rocha ultramáfica e uma rocha félsica de READ (1934), verifica-se que pertencem à zona do anfibólio e que a zona que possui maior quantidade de biotita e clorita está mais próxima das zonas da clorita e da biotita, isto é, mais próxima do gnaiss, conseqüentemente a zona que possui maior quantidade de talco está mais próxima da zona do talco, ou seja, mais próxima da rocha ultramáfica.

No ponto 006 (Barra Longa) foi encontrado um peridotito composto basicamente por ortopiroxênio (40%) e olivina (30%) que se encontra encaixado dentro de um terreno granulítico. Esse litotipo foi descrito por Medeiros Júnior (2009) como uma rocha ultramáfica da fácies granulito devido somente ao contexto em que a mesma está inserida. Segundo o autor supracitado esta é a única ocorrência na região de rocha ultramáfica com mineralogia semelhante a um peridotito ígneo. As outras representam litotipos metaultramáficos (esteatitos) associados a gnaisses de fácies anfibolito. No presente trabalho, o peridotito de Barra Longa foi chamado de harzburgito, pois segundo Fettes e Desmons (2007) a terminologia ígnea pode ser preservada para denominar rochas ultramáficas de fácies granulito. Verifica-se que o harzburgito é cortado por diques de rochas gabróicas de granulação fina (diabásios), embora o contato entre esses dois litotipos não tenha sido observado.

O harzburgito possui textura granoblástica formada por grãos de olivina (Figura 7E) xenoblásticos a subidioblásticos de até 2,0 cm e grãos de ortopiroxênio (Figura 7F) xenoblásticos a subidioblásticos de até 2,0 cm marcando uma textura semelhante à cumulática. Minerais como serpentina (10%), ortoanfíbólio (antofilita) (5%), magnésio-clorita

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

(5%), carbonato (5%) e talco (2%) ocorrem como produtos da substituição de olivina e piroxênio.

As cinco amostras selecionadas para a análise geoquímica foram um metaperidotito (001B), um serpentinito (003A), um talco-clorita xisto (FURQUIM), um esteatito (005E) e um harzburgito (ACAIACA). Os dados são apresentados na Tabela 1.

Das amostras analisadas, três exibem caráter ultrabásico com teores de SiO_2 entre 41 e 44% (em peso), e duas apresentam caráter básico com teores de SiO_2 em torno de 47 e 48% (Tabela 1). Essas últimas possivelmente apresentam teores mais elevados de sílica por corresponderem às amostras mais diferenciadas, ou seja, mais alteradas pelo processo metassomático.

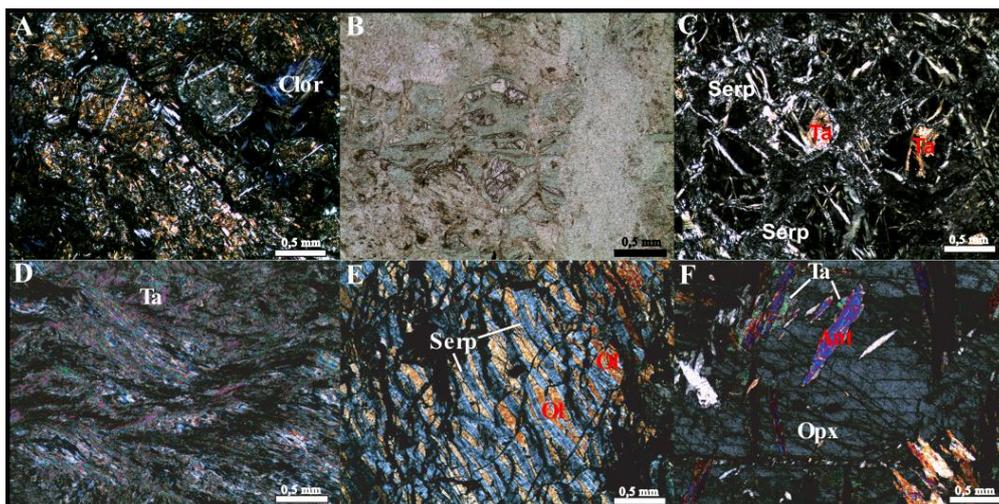


Figura 6. Fotomicrografias. A – Metaperidotito com textura blascumulática e grãos de clorita (Clor). B – Metaperidotito com textura blascumulática e seção basal octaédrica de piroxênio. C – Serpentinito com serpentina (Serp) e talco (Ta). D – Esteatito com textura lepidoblástica dada por talco (Ta). E – Serpentina (Serp) preenchendo fraturas em grão de olivina (Ol). F – Antofilita (Ant) incluída em ortopiroxênio (Opx) com suas bordas substituídas por talco (Ta).

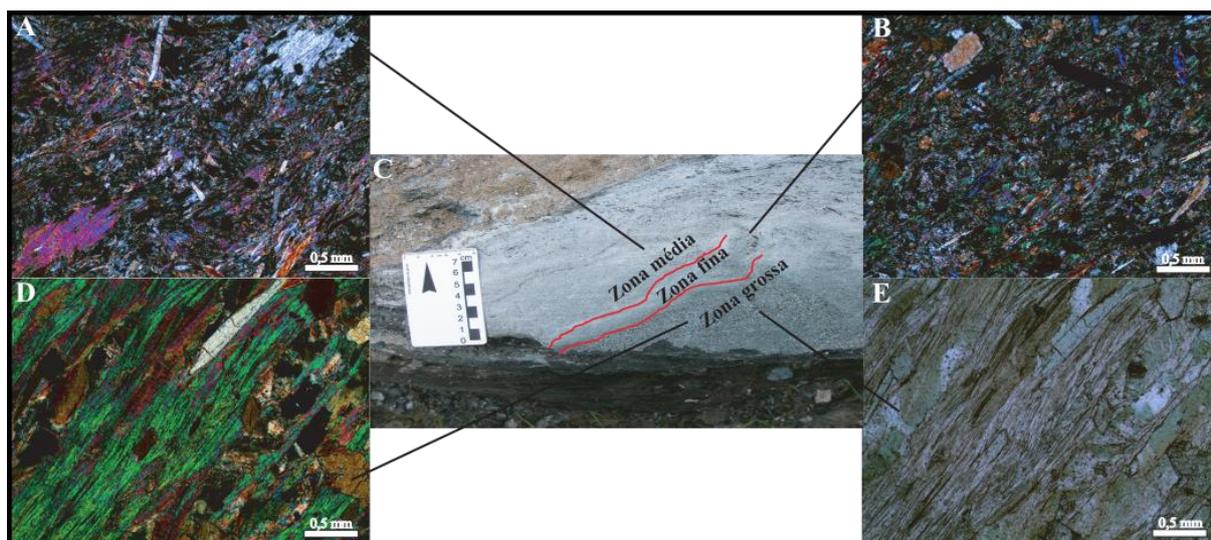


Figura 7. Zonas do *black wall*. A – Zona de granulação média com tremolita (Trem), clorita (Clor) e Biotita (Bt). B – Zona de granulação fina com tremolita (Trem) e talco (Ta). C – Afloramento do *black wall*. D – Zona de granulação grossa com tremolita (Trem), biotita (Bt) e talco (Ta), à nicóis cruzados. E – Zona de granulação grossa com tremolita (Trem), biotita (Bt) e talco (Ta), à nicóis descruzados.

A perda ao fogo mostra valores entre 5 e 11%, sendo os maiores valores referentes às rochas com grandes quantidades de minerais hidratados como no metaperidotito (001B), com 11%, rico em serpentina e tremolita, e no serpentinito (003A), com 9%, rico em serpentina. O talco-clorita xisto (FURQUIM) e o esteatito (005E) exibem os respectivos valores 8 e 7%, produtos da abundância de clorita e talco. O harzburgito (ACAIACA) apresenta valor baixo (5%) por conter minerais hidratados em quantidades acessórias.

Observa-se que, apesar do alumínio ser um elemento imóvel, o teor de Al_2O_3 aumenta ligeiramente com o grau de diferenciação das rochas, isso possivelmente deve-se à concentração desse elemento em relação aos outros durante o metassomatismo. O alumínio foi concentrando à medida que a rocha ultramáfica ganhava e/ou perdia elementos, apresentando a maior quantidade (5%) na rocha mais alterada, o esteatito (005E).

O teor muito mais baixo de Al_2O_3 (1,86%) no harzburgito (ACAIACA) pode indicar que essa rocha não é o protólito ígneo do talco-clorita xisto e do esteatito. Isso porque, ao se considerar o alumínio um elemento imóvel, seria difícil entender um aumento tão considerável, de 1,86% (harzburgito) para valores em torno de 5% no talco-clorita xisto e no esteatito.

Com relação ao teor de MgO, as rochas estudadas neste trabalho apresentam valores entre 27 e 38%, em base anidra. Segundo Arndt et al. (1977), a suíte komatiítica é representada por membros que vão do dunito com mais de 40% em peso de MgO calculado em uma base anidra, até peridotito com 30 a 40% de MgO, piroxenito com 12 a 20% de MgO, magnésio basalto com 10 a 12% de MgO, ao basalto com menos de 10% de MgO. Dessa forma, pode-se afirmar que as mesmas são possivelmente pertencentes ao membro peridotítico da suíte komatiítica.

Além disso, rochas ígneas ultramáficas são caracterizadas por apresentarem altos teores de Ni e Cr, o que ocorre nas amostras deste trabalho com valores entre 0,32 e 0,61% de Cr_2O_3 e valores entre 1440 e 1705ppm de Ni. O harzburgito (ACAIACA) é a amostra que apresenta maior teor de Ni (2269ppm).

Nos diagramas ternários [Al_2O_3 -(FeO+TiO₂)-MgO] (Figura 9A) de Jensen (1976), e MgO-CaO- Al_2O_3 (Figura 8B) de Barberton, adaptado de Vilijoen et al.(1982), observa-se que as amostras analisadas plotam, principalmente, no campo dos peridotitos komatiíticos, o que evidencia que o processo metassomático não modificou completamente a natureza original da rocha. Na Figura 8A, quatro amostras aparecem próximas umas das outras, evidenciando que pertencem a um mesmo protólito. A amostra do harzburgito (ACAIACA), no entanto, aparece distante das demais, o que pode indicar que não há relação desta rocha com as outras.

Na Figura 8B, três amostras plotam no campo dos peridotitos komatiíticos enquanto que as amostras do harzburgito (ACAIACA) e do esteatito (005E) aparecem fora do campo. Isso pode ser explicado pelo fato do harzburgito provavelmente não ter relação genética com as demais amostras, e do esteatito ser a rocha mais diferenciada quimicamente, pelos processos metassomáticos. Sabendo-se que o *greenstone belt* Rio das Velhas contém, em sua base, komatiitos, que são rochas vulcânicas, com textura *spinifex* localmente preservada, Jordt-Evangelista e Silva (2005) supõem que ao atravessar a crosta gnáissica primitiva, o magma komatiítico gerador das vulcânicas, pode ter deixado fragmentos preenchendo condutos e fraturas possibilitando uma cristalização como rocha plutônica. Essa hipótese é confirmada pela evolução geológica de Ladeira e Roeser (1983), para o Supergrupo Rio das Velhas, no Grupo Nova Lima, na qual existiriam rochas ultramáficas vulcânicas e plutônicas. Ainda, como afirmado anteriormente, as rochas estudadas possivelmente pertencem ao membro peridotítico da suíte komatiítica de Arndt et al. (1977), que possui membros ultramáficos interpretados como resultado do alojamento na crosta de um líquido contendo mais de 20 a 30% de MgO e de 20 a 30% de fenocristais de olivina em suspensão.

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

Naldrett e Turner (1977) afirmam que a decantação e acumulação de tais fenocristais, juntamente com filtragem por pressão e compactação são responsáveis pela formação dos peridotitos e dunitos. A partir disso pode-se concluir que as ultramáficas deste estudo são intrusivas provindas de um peridotito komatiítico que passou por processo de cristalização fracionada, formando texturas cumuláticas. Algumas amostras mais preservadas apresentam tais texturas (Figuras 6A e 6B).

Os altos teores de MgO, entre 30 e 40% em base anidra, corroboram a origem cumulática, uma vez que komatiitos vulcânicos não chegam a 30% de MgO (ARNDT E NISBET, 1982). O mesmo foi observado por Jordt-Evangelista e Silva (2005) na região de Lamin, sul do Quadrilátero Ferrífero, que é constituída de rochas metaultramáficas do mesmo Grupo Nova Lima.

Tabela 1. Composição química das rochas selecionadas em % de elementos maiores.

Amostra	001-B	003-A	005-E	FURQUIM	ACAIACA
Litotipo	Metaperidotit o	Serpentinito	Esteatito	Talco-clorita xisto	Harzburgito *
SiO₂	41,20	43,91	48,58	47,39	44,18
TiO₂	0,13	0,12	0,13	0,14	0,07
Al₂O₃	4,72	4,89	5,28	4,80	1,86
FeO_t	7,19	7,82	7,97	6,90	9,80
MnO	0,11	0,11	0,12	0,15	0,09
MgO	31,47	28,97	27,52	27,84	38,03
CaO	2,11	3,10	1,04	3,01	0,07
Na₂O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K₂O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P₂O₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr₂O₃	0,363	0,423	0,368	0,311	0,61
PPC	11,2	9,2	7,5	8,1	5,27
Ni (ppm)	1705	1549	1609	1440	2269
SiO₂/Mg	1,31	1,52	1,77	1,70	1,16
O					
Total	98,52	98,57	98,54	98,67	100,00

* Medeiros Júnior e Jordt-Evangelista (2010).

PPC = perda por calcinação; FeO_t = todo Fe calculado como FeO.

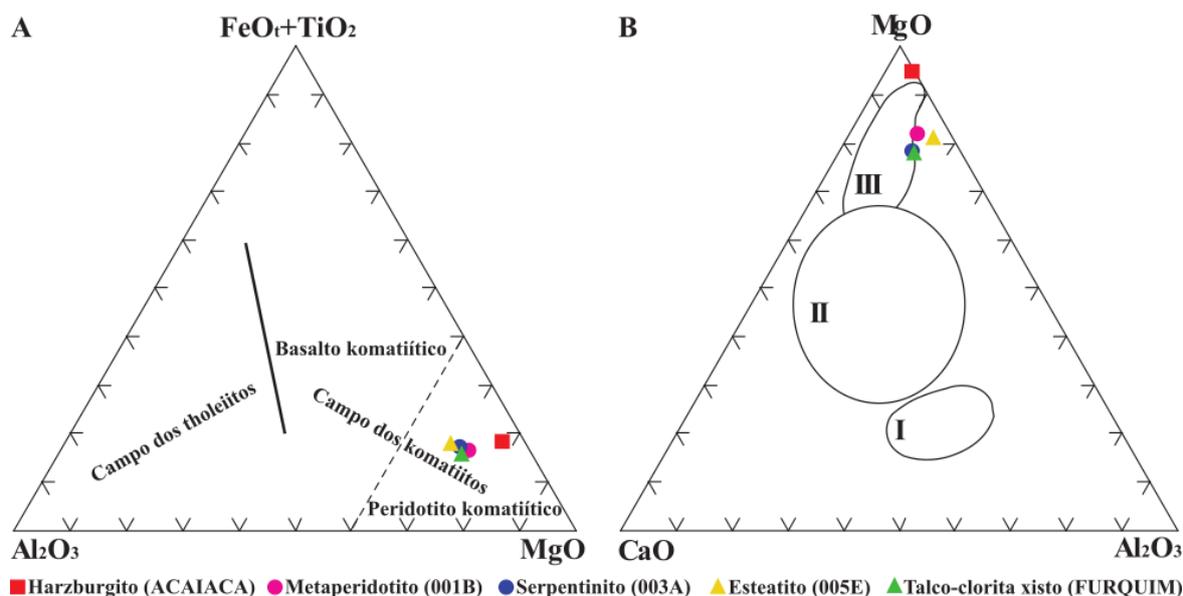


Figura 8. Diagramas ternários. A – diagrama AFM [Al_2O_3 - $(\text{FeO}+\text{TiO}_2)$ - MgO] de Jensen(1976)para classificação de rochas ultramáficas. B - diagrama ternário MgO - CaO - Al_2O_3 para komatiitos e rochas afins de Barberton, adaptado de Vilijoen et al. (1982), onde: I - Basaltos tholeiíticos; II - Basaltos komatiíticos e III - Peridotitos komatiíticos.

Segundo Gresens (1967) e Bailey et al.(1964), uma razão importante a ser considerada no estudo de rochas ultramáficas é SiO_2/MgO . Bailey et al.(1964) analisou ultramáficas e encontrou, para essa razão, valores em torno de 1,0 para serpentinitos, e valores próximos a 1,0 e acima de 2,0 para peridotitos e piroxenitos. Nas amostras estudadas neste trabalho verifica-se que as razões SiO_2/MgO variam de 1,16 a 1,77, sendo os maiores valores pertencentes às rochas mais diferenciadas, esteatito (1,77) e talco-clorita xisto (1,70). Esses valores elevados se devem provavelmente ao metassomatismo que proporcionou um ganho relativo de SiO_2 ou uma perda relativa de MgO . O metaperidotito apresenta uma razão baixa (1,31), podendo indicar que a rocha passou por um processo que ocasionou remoção de SiO_2 e/ou adição de MgO . Gresens (1967) afirma que num processo de serpentinição a remoção da sílica é geologicamente mais razoável, uma vez que a adição de MgO resultaria em problemas, como o aumento do volume e a existência de uma fonte externa de magnésio.

CONCLUSÃO

A partir de estudos petrológicos e geoquímicos foi possível definir o grau de preservação e diferenciação das rochas, e ainda sugerir o grau e o tipo de metamorfismo ao qual foram submetidas. Algumas das rochas ultramáficas selecionadas para este estudo preservam características do protólito ígneo, como textura cumulática e mineralogia, as outras estão totalmente metamorfizadas e diferenciadas por processos de serpentinição e metassomatismo, apresentando textura e mineralogia completamente modificada.

O metaperidotito e o serpentinito identificados na região do município de Catas Altas são rochas de muito baixo grau devido sua paragênese principal de serpentina + tremolita ± clorita ± carbonato. Outras evidências do baixo grau metamórfico são a frequente conservação da textura cumulática ígnea e a preservação do ortopiroxênio ígneo no metaperidotito, que é a rocha mais preservada. A formação de magnetita euédrica observada em um dos pontos dessa região é devida ao metamorfismo e pode indicar que a olivina que gerou a serpentina continha ferro em sua composição. O esteatito e o talco-clorita xisto identificados na região do município de Mariana são rochas de baixo grau devido sua paragênese principal de talco +

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

clorita ± carbonato ± tremolita, mas por não conterem textura e/ou mineralogia ígnea preservadas possuem grau metamórfico mais alto que as rochas da região de Catas Altas. O harzburgito da região de Barra Longa é caracterizado como rocha de fácies granulito por estar inserido no contexto do complexo granulítico Acaiaca (MEDEIROS JÚNIOR, 2009).

De acordo com os resultados obtidos com base nas análises químicas e diagramas geoquímicos, as rochas analisadas possuem teores de MgO entre 27 e 38%, em base anidra, e portanto pertencem ao membro peridotítico da suíte komatiítica (Arndt et al. 1977). Isso é corroborado pelos diagramas ternários $[Al_2O_3-(FeO_T+TiO_2)-MgO]$ de Jensen (1976), e $MgO-CaO-Al_2O_3$ de Barberton, adaptado de Vilijoen et al. (1982), onde as rochas plotam no campo dos peridotitos komatiíticos.

Os estudos petrográficos e geoquímicos indicam que as rochas ultramáficas da região de Catas Altas, o metaperidotito e o serpentinito, passaram por um simples processo de serpentinização, com mudança de volume por fraturamento hidráulico. Isso é evidenciado pelas diversas famílias de fraturas preenchidas essencialmente por serpentina encontrada nos litotipos.

A razão SiO_2/MgO para esses litotipos são as mais baixas sugerindo um empobrecimento em sílica ou enriquecimento em MgO. A razão do serpentinito é mais alta, o que indica que essa rocha perdeu menos sílica ou ganhou menos MgO.

As rochas da região de Mariana, o esteatito e o talco-clorita xisto, passaram por processos metassomáticos resultantes da interação entre a rocha ultramáfica e o actinolita ± quartzo-plagioclásio gnaiss. Esse processo foi ocasionado pela diferença química entre a rocha ultramáfica original (peridotito) e o gnaiss encaixante. A evidência mineralógica desse processo é a geração da zona black wall, caracterizada pela abundância em biotita, clorita e anfibólio. A evidência química é o enriquecimento em SiO_2 da ultramáfica em detrimento da perda de MgO.

As razões SiO_2/MgO para essas rochas são as mais altas, sugerindo que o metassomatismo proporcionou um ganho relativo de SiO_2 (provinda da rocha encaixante) e uma perda relativa de MgO (oriundo da ultramáfica original). Outra evidência para o metassomatismo é a formação de talco nas rochas ultramáficas mais próximas da encaixante. Isso ocorre devido ao talco ser mais rico em SiO_2 do que a serpentina, ou seja, como a rocha ganhou SiO_2 a serpentina foi transformada em talco. Além disso, há a formação de bordas de reação em grãos de plagioclásios da rocha encaixante, que possuem seus centros isentos de inclusões e suas bordas preenchidas por inclusões de clorita. Essa reação é chamada de borda reativa e pode ter ocorrido no momento do metassomatismo. Cerqueira et al. (2005), Trindade et al. (2008), Vedana (2010) identificaram bordas reativas em diversos minerais encontrados em rochas metassomatizadas.

As características mineralógicas, microestruturais e geoquímicas das rochas ultramáficas estudadas permitem supor que a maior parte desses litotipos representa os equivalentes plutônicos do magmatismo ultramáfico que deu origem ao Grupo Nova Lima, unidade basal do *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas. Há a possibilidade de essas ultramáficas serem mais jovens, entretanto suas ocorrências associadas a gnaisses do embasamento cratônico não corroboram essa hipótese.

O harzburgito encontrado dentro do Complexo granulítico de Acaiaca pode ter uma história geológica distinta, pois possui uma mineralogia bastante peculiar na região, formada por olivina e ortopiroxênio, e uma química destoante das outras ultramáficas estudadas. Com isso, pode ser que esse litotipo represente um magmatismo ultramáfico não relacionado ao Ciclo Rio das Velhas-Jequié (2,8 – 2,55 Ga) (CARNEIRO, 1992).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F., MARSHAK, S. **Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.** Precambrian Research, v(90), p.29-58, 1998.

ARNDT, N.T., NISBET, E.G. **What is a komatiite?** In: Arndt N.T., Nisbet E.G. (eds.) Komatiites. George Allen & Unwin, London, p.19-27, 1982.

ARNDT, N. T., NALDRETT, A. J., PYKE, D.R. **Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario.** Journal of Petrology, v(18), (2), p.319-369, 1977.

BAILEY, E. H., IRWIN, W. P., JONES, D. L. **Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California.** Division of Mines and Geology, v(183), p.183: 1-177, 1964.

BALTAZAR, O.F., RAPOSO, F. O. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Mariana (SF.23-X-B-I).** Estado de Minas Gerais. Escala: 1:100.000. CPRM, 183p, 1993.

BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692p, 2003.

CERQUEIRA, S.P.C., JORDT-EVANGELISTA, H., ALKMIM, F.F. **Variações químicas e mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (MG) e suas implicações no processo de reativação tectônica.** Revista Brasileira Geociências, v(35), (4), p.453-462, 2005.

DORR, J.V.N. **Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** USGS Prof. Paper, Washington, 641A, 110p, 1969.

DORR, J.V.N., GAIR, J.E., POMERENE, J.G., RYNEARSON, G.A. **Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero.** Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 81, 31p, 1957.

FETTES, D., DESMONS, J. (Eds.). **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms.** Cambridge University Press, Cambridge, 244 p, 2007.

GRESENS, R.L. **Composition-volume relationship of metassomatism.** Chemical Geology, v(2), p.47-65, 1967.

JENSEN, L. S. **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.** Ontario Division of Mines. Miscellaneous Paper, v(66), p.1-22, 1976.

JORDT-EVANGELISTA, H. **Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien.** Tese de doutoramento, Universidade Técnica de Clausthal, Alemanha, 183p, 1984.

METAMORFISMO E METASSOMATISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE CATAS ALTAS, MARIANA E BARRA LONGA, MINAS GERAIS

JORDT-EVANGELISTA, H. **Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do Complexo Granulítico de Acaiaca, Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG.**In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, Anais, 165-178, 1985.

JORDT-EVANGELISTA, H. E SILVA, M. E. **Rochas metaultramáficas de Lamim, sul do Quadrilátero Ferrífero, MG: contribuição ao conhecimento do protólito da pedrasabão.**Revista Escola de Minas, v(58), (1), p.11-20, 2005.

LADEIRA, E. A., ROESER, H. M. P. **Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** Stuttgart: Zentralblatt Geologie Palaeontologie. V(3), (4), p.430-345, 1983.

MACHADO, N., CARNEIRO, M. A. **A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U/Pb evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.**Canadian Journal of Earth Sciences, v(29), (11), p.2341-2346, 1992.

MACHADO, N., NOCE, C. M., LADEIRA, E. A., OLIVEIRA, O. A. B. **U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil.**Geological Society of America Bulletin, v(104), p.1221-1227, 1992.

MEDEIROS JÚNIOR, E. B. **Petrogênese do Complexo Acaiaca, MG.** Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 101p, 2009.

MEDEIROS JÚNIOR, E. B. E JORDT-EVANGELISTA, H. 2010. **Petrografia e geoquímica dos granulitos do Complexo Acaiaca, região Centro-Sudeste de Minas Gerais.**Revista Escola de Minas, v(63), (2), p.01-10, 2010.

NAKAMURA, N. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.**Acta Geochimica et Cosmochimica, v(38), p.757-775, 1977.

NOCE, C.M., MACHADO, N., TEIXEIRA, W. **U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism.**Revista Brasileira de Geociências, v(28), (1), p.95-102, 1998.

PINTO, C. P. **Projeto Rio das Velhas: texto explicativo.** Belo Horizonte, CPRM, 122p. Convênio DNPM/CPRM, 1996.

READ, H.H. **On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands.** The Mineralogical Magazine, v(23), p.519-540, 1934.

RICHARD, L.R. **Mineralogical and petrological data processing system. Minpet for Windows, version 2.02.** MinPet Geological Software, Canadá, 1995.

SILVA, L. C., NOCE, C. M., LOBATO, L. M. **Dacitic volcanism in the course of the Rio das velhas (2800-2690 Ma) orogeny: a brazilian archean analogue (TTD) to the modern adakites.**Revista Brasileira de Geociências, v(30), n(3), p.384-387, 2000.

TEIXEIRA, W., JORDT-EVANGELISTA, H., KAWASHITA, K., TAYLOR, P. N. **Complexo granulítico de Acaiaca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas.** In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Anais, v(7), p.58-71, 1987.

TRINDADE, I. R., SÁ, J. M, MACEDO, M. H. F. **Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema.** Revista Brasileira Geociências, v(38), (2), p.303-318, 2008.

VEDANA, L.A. **Balanço geoquímico de massa entre as fácies do granito Madeira – Pitanga (AM).** Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 95p, 2010.

VILJOEN, M. J., VILJOEN, R. P., PEARTON, T. N. **The nature and distribution of Archean komatiite volcanics in South Africa.** In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (eds.) Komatiites. London: George Allen & Unwin, p.53-79, 1982.

ZUCCHETTI, M. **Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas, 97 p, 1998.

Capítulo 4

ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO

*Renan Morata Boromello¹, Edgar Batista de Medeiros Júnior², Jéssica Bassini Ramiro³,
Raissa Beloti de Mesquita⁴*

RESUMO. O objetivo do presente trabalho era estabelecer as condições metamórficas de formação de mármores e rochas associadas situados na região sul do Espírito Santo. Foram descritas lâminas delgadas de mármores, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e granitoides. Os mármores são os litotipos mais abundantes da região. As rochas calciossilicáticas representam porções do mármore ricas em silicatos. Os anfibolitos representam diques ou níveis deformados no mármore. Os granitoides ocorrem como diques que intrudem o mármore e que não exibem evidências de deformação. Os cálculos geotermométricos forneceram temperaturas ao redor de 936°C para o pico do metamorfismo e de 291°C para o retrometamorfismo. Isso indica que os mármores e rochas metamórficas associadas foram submetidos a condições metamórficas de fácies granulito com retrometamorfismo na fácies xisto-verde. O prótolito dos mármores e das rochas calciossilicáticas foi interpretado como sedimentos carbonáticos com contribuição pelítica. A existência dos anfibolitos salienta a possibilidade de magmatismo máfico durante a sedimentação nessa bacia. Os granitoides isentos de deformação foram correlacionados a Supersuite G5, o que remonta o evento pós-colisional do orógeno Araçuai.

PALAVRAS-CHAVE. Petrografia; Geotermobarometria; Mármore; Rocha calciossilicática.

INTRODUÇÃO

O Espírito Santo é um grande produtor e exportador de granitos e mármores no setor de rochas ornamentais e minerais industriais. No sul do estado destacam-se as ocorrências de mármores, que embora tenham importância econômica, estudos que remontam a história geológica dessas rochas são muitos escassos. No presente trabalho foi realizado o estudo do processo metamórfico que gerou os mármores, com ênfase na caracterização dos litotipos carbonáticos constituídos por paragêneses marcadoras de condições metamórficas de pressão e temperatura específicas.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada está situada no sul do Espírito Santo, abrangendo os municípios de Cachoeiro de Itapemirim (Distritos de Itaoca Pedra e Gironda), Vargem Alta (Distrito de

¹Bacharel em geologia – São Paulo, SP, Brasil

²Departamento de Geologia - Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG - Brasil

³Bacharel em geologia – Castelo, ES, Brasil

⁴ Serviço Geológico do Brasil, CPRM – Manaus, AM, Brasil

ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO

Prosperidade) e Castelo (Distrito de Monte Pio). Os pontos estudados estão dispostos na figura 1.

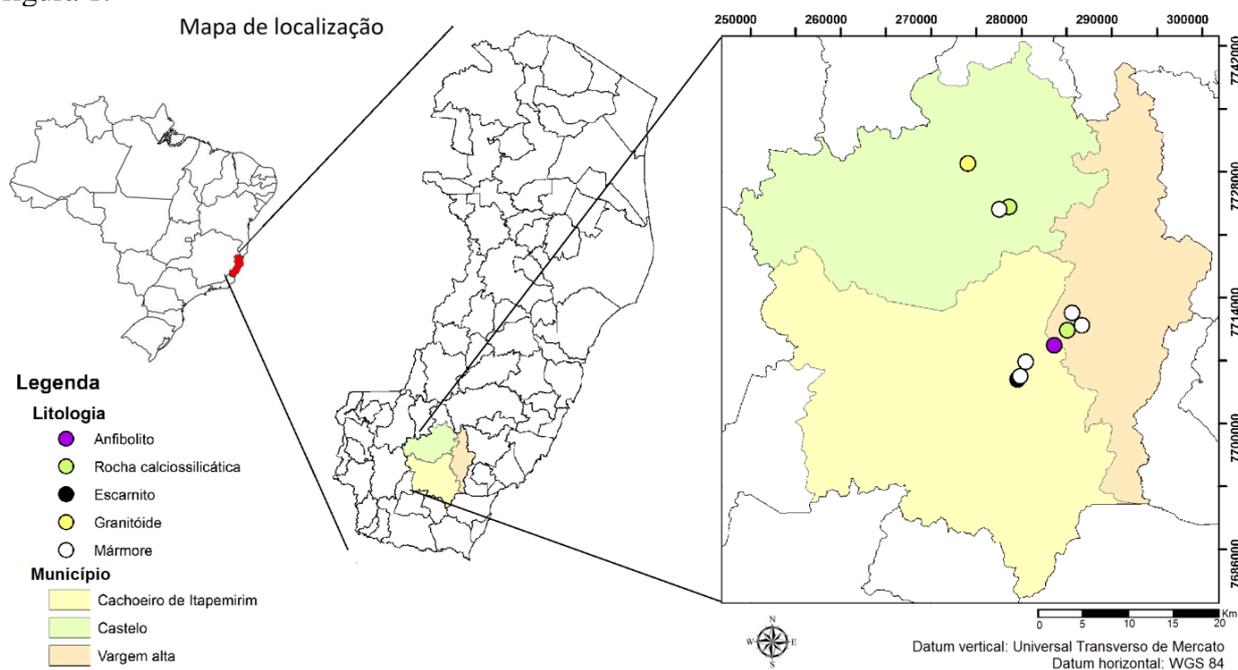


Figura 1. Localização da área estudada com a distribuição espacial dos pontos estudados.

GEOLOGIA REGIONAL

As ocorrências de mármore estudadas estão inseridas na porção meridional do orógeno Araçuai, em uma região, que segundo Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), é limite com Faixa Ribeira. Sabe-se que essa delimitação é puramente geográfica, pois não há mudanças bruscas nas litologias e/ou na estratigrafia na transição de um orógeno para o outro (HEILBRON et al., 2004). Os mármores são correlacionados ao Complexo Paraíba do Sul. Essa unidade compreende rochas metamórficas essencialmente paragneisses e migmatitos com cordierita, granada e sillimanita, subordinadamente têm-se quartzitos, mármores, anfibolitos e rochas calciossilicáticas (SILVA, 1993; VIEIRA, 1997).

A ênfase do presente trabalho é nos mármores, que ocorrem associados a granitoides, anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Diferentemente dos paragneisses do Complexo Paraíba do Sul que ocorrem ao longo de todo o estado do Espírito Santo essa litologia é restrita a região sul (SILVA, 1993). A maior ocorrência de mármore na região estudada se dá na forma de uma lente contínua de 20 km na direção norte-sul e 8 km na direção leste-oeste (ALMEIDA et al., 2012) (Fig. 2). Em geral os mármores são essencialmente compostos por dolomita e/ou calcita, mas têm-se níveis mais silicatados que transicionam para rochas calciossilicáticas (JORDT-EVANGELISTA e VIANA, 2000). Os anfibolitos ocorrem nos mármores como níveis comumente boudinados, muitas vezes deformados na direção da foliação (SILVA, 1993; MESQUITA, 2016; MESQUITA et al., 2017). De acordo com Jordt-Evangelista e Viana (2000) e Medeiros-Júnior (2016) a associação mineral presente nos mármores e nos anfibolitos indicam que condições de fácies granulito foram alcançadas para formação dessas rochas. O mármore possui intrusões indeformadas de diques félsicos graníticos correlacionáveis ao estágio pós-colisional do orógeno Araçuai, constituindo parte da Supersuíte G5 (MESQUITA, 2016; MESQUITA et al., 2017). Os autores supracitados evidenciam ainda o desenvolvimento de escarnitos centimétricos no contato dos diques graníticos e/ou níveis anfibolíticos com os mármores.

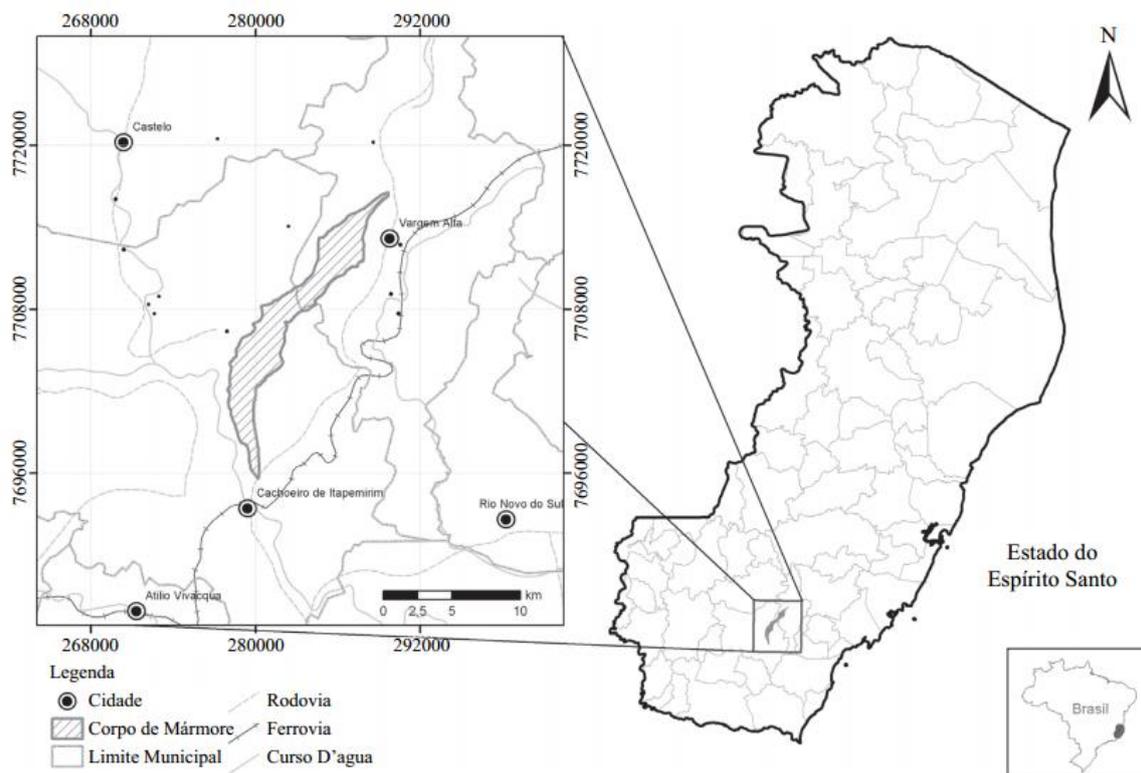


Figura 2. Lente de mármore do Complexo Paraíba do Sul.

METODOLOGIA

O trabalho foi realizado com base em lâminas delgadas e análises de química mineral cedidas pelo autor do trabalho de Medeiros-Júnior (2016). Foram descritas 26 lâminas delgadas de rocha distribuídas espacialmente em 10 pontos. Para o estudo de química mineral foram trabalhados os dados de microsonda eletrônica nas rochas calciossilicáticas disponibilizados pelo autor supracitado. Esses dados foram utilizados para o estudo geotermobarométrico. Utilizaram-se dois geotermômetros convencionais: o olivina-espinélio na calibração Jianping (1995) e o baseado no conteúdo de Al^{IV} da clorita de Caritat (1993). O primeiro foi utilizado para calcular as condições mais prováveis para o pico do processo metamórfico enquanto o segundo para as condições mais plausíveis de retrometamorfismo. O estudo geobarométrico não foi realizado, pois a associação mineral presente nas rochas não permitiu a utilização de um geobarômetro.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os litotipos estudados são mármore, rochas calciossilicáticas, anfíbolitos e granitoides. Os mármore são caracterizados por um bandamento milimétrico a centimétrico dado pela intercalação de camadas de carbonato de granulação fina (<1 mm) com outras formadas por carbonato de granulação média a grossa (>1 mm). As rochas calciossilicáticas ocorrem como níveis em mármore mais ricos em silicatos. Os anfíbolitos representam diques ou lentes centimétricos a métricos variavelmente deformados encontrados dentro do mármore. Os granitoides não possuem evidências de deformação e ocorrem intrudindo o mármore como diques centimétricos a métricos.

Os anfíbolitos que ocorrem sob a forma de lentes e níveis deformados dentro do mármore provavelmente foram metamorfizados juntos com a rocha carbonática encaixante.

ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO

No contato entre o mármore e os anfíbolitos observam-se níveis de escarnito centimétricos, que podem ser advindos da intrusão do protólito ígneo desse anfíbolito na bacia carbonática, antes do processo metamórfico que gerou os mármores. No caso dos granitoides, que não exibem deformação, pode-se sugerir que essas rochas estejam relacionadas a fase pós-tectônica do orógeno Araçuai, o que permite correlacioná-las a Supersuite G5, conforme realizado por Mesquita et al. (2017). Com isso, os escarnitos gerados pelo granito seriam bem mais novos que os encontrados nos anfíbolitos.

O mármore possui textura granoblástica com uma foliação pouco marcada. Essa estrutura pode ser visualizada em porções em que se verifica a presença de minerais prismáticos (anfíbólio e piroxênio) e tabular (biotita). A foliação é mascarada pela intensa recristalização de carbonato, que dificulta a sua visualização. A mineralogia dos mármores é dada essencialmente por carbonatos (69-85%). Além disso, têm-se clinopiroxênio (3-8%), clinoanfíbólio incolor (2-15%), e olivina (2-9%). Escapolita, minerais opacos, flogopita, serpentina, titanita, plagioclásio e zircão totalizam 5% do volume modal da rocha. Os carbonatos são xenoblásticos e possuem granulação variando de 0,1 a 9,5mm. Em algumas amostras é possível observar exsolução de carbonato em carbonato, muitas vezes com uma textura semelhante a simplectitas. Os carbonatos também recristalizam e formam texturas coroníticas em flogopita e anfíbólio. Os carbonatos apresentam muitas inclusões, dentre elas têm-se minerais opacos, escapolita, olivina, clinopiroxênio, zircão, flogopita e plagioclásio. O clinopiroxênio classificado como diopsídio ocorre subidioblástico, com granulação variando de 0,1 a 5,1mm, e ocorre envolvido por corona de clinoanfíbólio e escapolita. O clinoanfíbólio incolor classificado como pargasita é frequentemente subidioblástico com alguns grãos idioblásticos. Sua granulação varia de 0,3 a 2,2 mm. A olivina é granoblástica subidioblástica com granulação variando de 0,2 a 1,5mm. Ao longo de suas fraturas verifica-se a intensa substituição por serpentina. A escapolita ocorre xenoblástica com grãos que variam de 0,05 a 0,9 mm. Os contatos em geral são interlobados e é encontrada associada ao clinopiroxênio, carbonato, pargasita, titanita e zircão. Os minerais opacos variam de xenoblásticos, subidioblásticos a grãos idioblásticos, com granulação variando de 0,1 a 1,2 mm. As palhetas de flogopita são incolores, subidioblásticas, com granulação variando entre 0,1 e 0,7 mm. Em algumas seções ocorrem ao redor de anfíbólio. Possuem inclusões de zircão e plagioclásio. A serpentina é fibrosa e ocorre subidioblástica. A granulação não ultrapassa os 0,4 mm. A titanita ocorre bem formada e com granulação variando de 0,1 a 0,7 mm. O plagioclásio é xenoblástico com granulação variando de 0,2 a 6,5 mm e ocorre por vezes com maclas polissintéticas. Os contatos em geral são interlobados. O zircão é idioblástico a subidioblástico com granulação menor que 0,3 mm. É encontrado incluso em outras fases minerais, como carbonatos e clinopiroxênio.

As rochas calciossilicáticas são frequentemente inequigranulares porfiroblásticas com porfiroblastos de clinoanfíbólio incolor (pargasita), escapolita, diopsídio e olivina. Os grãos são xenoblásticos (carbonato, escapolita, minerais opacos e plagioclásio), subidioblásticos (clinopiroxênio, pargasita, flogopita, Mg-clorita, serpentina, titanita, minerais opacos, epidoto, olivina, hercinita, espinélio s.s.) e idioblásticos (titanita e alguns grãos de pargasita). A textura também é bastante variada, com rochas granoblásticas, onde o carbonato é mais abundante, até granolepidoblástica (com flogopita orientada) e/ou granonematoblástica (com anfíbólio orientado). A mineralogia da rocha é dada por carbonato (2-44%), olivina (0-13%), diopsídio (23-32%), pargasita (15-65%), flogopita (0-14%), Mg-clorita (0-4%), minerais opacos (0-5%), escapolita (0-25%), epidoto (0-1%), plagioclásio (0-1%), serpentina (0-1%), titanita (0-1%), rutilo (0-1%), espinélio (0-4%) e hercinita (0-1%). Os carbonatos são xenoblásticos com granulação variando de 0,025 a mais de 20 mm. Podem exibir textura como o envolvimento parcial de fases minerais (e.g. clinopiroxênio e escapolita) e ocorrer como grãos arredondados dentro de clinopiroxênio e clinoanfíbólio incolor ou preenchendo fraturas em grãos de

clinopiroxênio. A olivina, com conteúdo de forsterita entre 89 e 97%, é granoblástica subidioblástica a xenoblástica, com granulação variando de 0,2 a 2,2 mm. Normalmente está associada a serpentina, que ocorre como produto de substituição. O diopsídio ocorre subidioblástico, com granulação variando de 0,1 a 20 mm. Está em contato com olivina, pargasita, flogopita, Mg-clorita e carbonato. A pargasita é subidioblástica, com granulação variando de 0,05 a 20,75 mm. As palhetas de flogopita são incolores e subidioblásticas. A granulação varia de fina a média, com tamanhos de grãos entre 0,1 e 1,5 mm. Algumas ocorrem orientadas segundo a foliação e outras possuem textura decussada. A Mg-clorita é secundária e ocorre substituindo flogopita, anfibólio e espinélio hercinita. Os minerais opacos são idioblásticos, subidioblásticos e xenoblásticos. A granulação não ultrapassa os 0,5 mm. A escapolita é xenoblástica e ocorre como grãos que possuem granulação que varia de 0,1 a 4,0 mm. O epidoto é xenoblástico a subidioblástico e ocorre como epidoto s.s. Está associado a carbonato, clinopiroxênio e escapolita. O plagioclásio é raro e ocorre xenoblástico, com tamanhos de grãos chegando a 0,6 mm. A serpentina possui hábito fibroso e está associada a substituição de olivina e clinopiroxênio. A titanita perfaz menos de 1% do volume modal da rocha, é subidioblástica a idioblástica, com granulação menor que 1,25 mm. Alguns grãos ocorrem orientados na direção da foliação. O espinélio ocorre em duas rochas calciossilicáticas estudadas. A granulação varia de 0,1 a 1,1 mm, pode ser incolor ou verde e os grãos são subidioblásticos frequentemente substituídos por Mg-clorita. O estudo químico permitiu a distinção do espinélio em dois tipos distintos: hercinita (cor verde) e espinélio s.s. (incolor). A hercinita, classificada quimicamente como pleonasto, é caracterizada por possuir um conteúdo de Fe maior. A fórmula unitária calculada é dada por $Mg_{5,3}Fe_{2,7}Al_{16}O_{32}$. Na rocha em que ocorresse espinélio, a olivina e a flogopita presentes também são caracterizadas por um conteúdo maior de Fe. O espinélio s.s. é puramente magnésiano e possui fórmula unitária dada por $Mg_7Fe_{(0,8)}Al_{16}O_{32}$. Foi encontrado associado a outras fases mais magnesianas.

O anfibolito possui textura granonematoblástica dada pela associação de plagioclásio granoblástico com hornblenda orientada segundo a foliação principal. Sua constituição é caracterizada por hornblenda (33-48%), plagioclásio (30-44%), biotita (0-2%), clinopiroxênio (1-20%), granada (3%), minerais opacos (0-8%), carbonato (1-2%), titanita (2-5%), zoisita/clinozoisita (0-2%), sericita (2-7%), escapolita (3-10%) e apatita (menos de 1%). A hornblenda é xenoblástica, subidioblástica a idioblástica. A granulação varia de 0,1 a 4 mm. O plagioclásio ocorre xenoblástico, com granulação variando de 0,2 a 5,1 mm. Os contatos em geral são interlobados a poligonizados. As palhetas de biotita possuem pleocroísmo em tons pálidos de marrom a incolor. A granulação varia de 0,2 a 1,1 mm. O clinopiroxênio é xenoblástica, subidioblástica a idioblástica e pode ocorrer marcando a foliação da rocha. A granulação varia de 0,1 a 2,6 mm. Os minerais opacos são xenoblásticos a subidioblásticos. Os carbonatos são xenoblásticos e possuem granulação que não ultrapassa os 0,6 mm. Os contatos entre os grãos podem ser interlobados. Frequentemente encontra-se piroxênio associado a carbonatos. A maioria dos grãos de titanita possuem hábito losangular com granulação variando de 0,05 a 0,8 mm. Comumente estão associados a hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio, e contêm inclusões de carbonato e minerais opacos. Alguns grãos marcam a foliação da rocha. A granada é um mineral acessório na rocha, ocorre com textura poiquiloblástica, com diversas inclusões de plagioclásio, minerais opacos e biotita. A escapolita é xenoblástica com a granulação variando de 0,1 a 1,2 mm. Ocorre substituindo parcial a totalmente os grãos de plagioclásio. A zoisita/clinozoisita ocorre como produto da substituição de plagioclásio e é xenoblástica, com a granulação que não ultrapassa os 0,4 mm. A apatita ocorre como mineral acessório e é subidioblástica.

O granitoide ocorre inequigranular porfirítico com fenocristais de quartzo e plagioclásio, e sua granulação vai até 3,5 mm. Os grãos são de xenomórfica a idiomórfica. A

ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO

textura da rocha é maciça, evidenciada pelas palhetas de biotita, que não exibem orientação preferencial. A mineralogia é composta por quartzo (8-40%), microclina (20-30%), plagioclásio (32-43%), biotita (3-9%), muscovita (3%), escapolita (1-9%) e minerais acessórios ou secundários como zircão, Fe-Mg clorita, clinopiroxênio, sericita, carbonato, minerais opacos e hornblenda, totalizando 5% da composição da rocha. O quartzo é xenomórfico com granulação variando de 0,1 a 3,5 mm. Os contatos em geral são interlobados e alguns grãos apresentam extinção ondulante. O quartzo está associado com plagioclásio, microclina, minerais opacos e biotita. O plagioclásio geralmente é xenomórfico e pode apresentar macla polissintética. A granulação varia de 0,2 a 3,5 mm. A biotita ocorre como palhetas sem orientação preferencial que possuem granulação variando de 0,1 a 0,6 mm. A microclina possui macla tartan e é idiomórfica. A granulação varia de 0,05 a 1,5 mm. A muscovita ocorre subédrica. Normalmente ocorre conjuntamente com biotita na matriz e algumas vezes ocorre inclusive em plagioclásio. Esse mineral também pode ocorrer na forma de sericita. Representa o produto de substituição de plagioclásio e microclina. A escapolita é anédrica, muitas vezes com hábito granular. A granulação varia de 0,05 a 0,6 mm. Os contatos em geral são interlobados. O zircão é idiomórfico e ocorre como mineral acessório incluso em diversos minerais como o quartzo, plagioclásio e biotita. A Fe-Mg clorita é levemente esverdeada e possui birrefringência anômala com cores em tons de roxo-azulado. Os grãos são subédricos de granulação que não ultrapassa os 0,3 mm, e estão sempre associados a biotita, sendo produto de alteração das mesmas. O clinopiroxênio é xenomórfico a idiomórfico com grãos de até 0,4 mm. Os minerais opacos são subédricos, com a granulação de até 0,3 mm. Os contatos em geral são interlobados. A hornblenda varia de subédrica a euédrica, com a granulação variando de 0,1 a 0,6 mm, e provavelmente ocorre como produto de substituição de piroxênio.

Com base nos aspectos petrográficos descritos pode-se utilizar a associação mineral encontrada nos mármores, que é dada por carbonato \pm olivina \pm diopsídio \pm escapolita \pm pargasita, e nas rochas calciossilicáticas, composta por carbonato \pm olivina \pm escapolita \pm diopsídio \pm pargasita \pm flogopita \pm espinélio, para estabelecer as condições metamórficas de formação das mesmas. Segundo Winter (2001) e Bucher e Frey (1994) essas associações presentes nessas rochas pressupõem condições de fácies granulito. Como o par olivina e diopsídio e a ocorrência de espinélio indicam condições de temperatura acima de 700°C, pode-se sugerir condições de fácies granulito para esse processo metamórfico. A associação mineral relacionada ao retrometamorfismo é dada por Mg-clorita \pm serpentina, que segundo Bucher e Frey (1994) indica condições de fácies xisto-verde a anfíbolito.

O geotermômetro olivina-espinélio na calibração de Jianping et al., (1995) fundamenta-se na reação de troca catiônica de Fe-Mg entre as fases minerais envolvidas. Os resultados obtidos estão dispostos na tabela 1. Por meio deles é possível observar que o par olivina-espinélio, da amostra com olivina e espinélio mais magnesianos, fornece as temperaturas mais altas, marcando condições metamórficas que alcançam temperaturas em torno de 936°C. No litotipo com olivina e espinélio mais ferrosos, as temperaturas são mais baixas (em torno de 579°C), indicando que houve alteração da composição química do par mineral durante o processo retrometamórfico. Vale ressaltar que nessa amostra o espinélio está intensamente substituído por Mg-clorita. Para o estudo das condições retrometamórficas foi utilizado o geotermômetro Al^{IV} em clorita na calibração de Caritat et al. (1993). Segundo os resultados obtidos e dispostos na tabela 2 os valores de temperatura pressupõem retrometamorfismo de até fácies xisto-verde, com temperaturas extremamente baixas, da ordem de 291°C. Esses grãos de clorita são aqueles associados a substituição do espinélio pleonasto (mais ferroso), que de acordo com as temperaturas obtidas pelo geotermômetro olivina-espinélio se encontra em desequilíbrio termodinâmico na rocha.

Tabela 1. Temperaturas obtidas pelo geotermômetro olivina-espínélio em rochas calciossilicáticas.

Amostra	Par analisado	Calibração de Jianping <i>et al.</i> (1995)
		Temperatura (°C)
Com olivina e espínélio <i>s.s.</i>	Olivina 5 (núcleo) e Espínélio 1 (núcleo)	917
	Olivina 2 (núcleo) e Espínélio 3 (núcleo)	976
	Olivina 5 (núcleo) e Espínélio 3 (núcleo)	916
Média da Temperatura		936
Com olivina e pleonasto	Olivina 2 (núcleo) e Espínélio 2 (núcleo)	545
	Olivina 1 (núcleo) e Espínélio 1 (núcleo)	614
Média da Temperatura		579

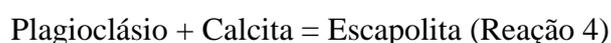
Tabela 2. Temperaturas obtidas pelo geotermômetro AlIV em clorita de rochas calciossilicáticas.

Amostra	Mineral analisado	Caritat <i>et al.</i> (1993)
		Temperatura (°C)
ITA - 68	Clorita 1 (núcleo)	297 °C
	Clorita 2 (núcleo)	290 °C
	Clorita 3 (núcleo)	287 °C
Média de temperatura		291 °C

Parte dos minerais da associação mineral de fácies granulito encontrada nas rochas calciossilicáticas pode ter sua gênese explicada pelas reações (1) e (2) de Buick *et al.*, (1997). A primeira descreve o aparecimento de olivina no sistema (WINTER, 2001). A outra somente ocorre a temperaturas superiores a 800°C, normalmente associadas a pressões baixas (BUICK *et al.*, 1997) e descreve a entrada de espínélio no sistema a partir do consumo de feldspato. Supõe-se que a reação (3) possa ser a que representa o consumo de espínélio por Mg-clorita durante o retrometamorfismo.



O processo metassomático que originou a escapolita dos anfíbolitos pode ser descrito pela reação (4). Essa reação elucidada que a interação da rocha silicatada (anfíbolito) com a parte carbonática (mármore) modificou a sua composição.



ESTUDO METAMÓRFICO DE OCORRÊNCIAS DE MÁRMORES SITUADAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESPÍRITO SANTO

CONCLUSÃO

As rochas estudadas no presente trabalho foram: mármore, rocha calciossilicática, anfíbolito e granitoides. O primeiro é composto essencialmente por carbonatos e possui níveis mais silicatados, que foram interpretados como rocha calciossilicática. A associação mineral presente nessas rochas indica que a sedimentação do protólito ocorreu em uma bacia sedimentar carbonática com contribuição pelítica. A ocorrência de níveis de anfíbolitos deformados dentro do mármore foi entendida como um registro de magmatismo associado a época de abertura dessa bacia.

As condições metamórficas estabelecidas para as porções calciossilicáticas sugerem que todo pacote rochoso alcançou temperaturas ao redor de 936°C no pico do processo metamórfico e condições de fácies xisto-verde (291°C de temperatura) durante o retrometamorfismo. Embora os valores obtidos para o pico desse processo possam estar superestimados, as condições fornecidas são condizentes com as associações minerais encontradas e com as características do processo metamórfico regional descrito em outros trabalhos (e.g. SILVA, 1993; VIEIRA, 1997; MEDEIROS-JÚNIOR, 2016).

Os granitoides indeformados encontrados intrudindo o mármore podem exibir uma zona centimétrica de alteração metassomática. A ausência de deformação permite associá-los aos granitoides pós-colisionais do orógeno Araçuaí, como os pertencentes a Suíte Intrusiva Santa Angélica (VIEIRA, 2014).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, C.N.; MELLO, E.F.; IZAQUE, D.M.; SILVA, P.D.; **Caracterização geológica e geoquímica das intrusões de rochas metamáficas nos mármores do Sul do Espírito Santo**. Revista Brasileira de Geociências, v(42), n(2), pp. 245-264, 2012.

BUCHER, K.; FREY, M. **Petrogênese de rochas metamórficas**. Springer, Berlin, 1994.

BUICK, I.S.; CARTWRIGHT, I.; WILLIAMS, I.S. **High-temperature Retrogression of Granulite-facies Marbles from the Reynolds Range Group, Central Australia: Phase Equilibria, Isotopic Resetting and Fluid Fluxes**. Journal of Petrology, v(38), n(7), pp. 877-910, 1997.

CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSH, J.L. **Chlorite Geothermometry: Uma Revisão**. Argila e Minerais, v(41), pp. 219-239, 1993.

JIANPING, L.; KORNPORST, J.; VIELZEUF, D.; FABRIES, J. **Uma calibração Experimental Melhorada da Olivina-Spinel geotermômetro**. Chin. J. Geochem, v(14), n(1), 68-77, 1995.

JORDT-EVANGELISTA, H.; VIANA, D. J. **Mármores da região de Itaoca (es) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: mineralogia e petrogênese**. Geonomos, v(8), pp. 61-67, 2000.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.C. **A Província Mantiqueira**. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234, 2004.

MEDEIROS JÚNIOR, E.B. **Evolução Petrogenética de terrenos granulíticos nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo.** Tese doutoramento, DEGEO/Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto, 167p., 2016.

MESQUITA, R.B. **Petrogênese, geoquímica, balanço de massa e idade de escarnitos associados a diques metamáficos e félsicos do complexo Paraíba do Sul, sul do Espírito Santo.** Dissertação de mestrado, DEGEO/Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto, 123p., 2016.

MESQUITA, R.B.; JORDT-EVANGELISTA, H.; QUEIROGA, GLÁUCIA N.; MEDEIROS-JÚNIOR, E.B.; DUSSIN, I. Petrogenesis and age of skarns associated with felsic and metamafic dykes from the Paraíba do Sul Complex, southern **Espírito Santo State.** Braz. J. Geol., v(47), n(2), pp.301-325, 2017.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos., v(15), n(1), pp.1-26, 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), Tectonic Evolution of South America. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 265-285, 2000.

SILVA, J.N. **Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF-24V-A-V. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000.** Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

VIEIRA, V.S. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Projeto Carta Geológica Geológico, Carta Metalogenética/Previsional, Folha Cachoeiro de Itapemirim - SF.24-Z-V-A, Escala 1:250.000.** Brasília, DNPM/CPRM, p.99, 1997.

VIEIRA, V.S. **Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo (Escala 1:400.000), 2014.** Disponível em: <http://www.cprm.gov.br>. Acesso em: 01 de novembro de 2017.

WINTER, J. D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology.** New Jersey: Prentice Hall, 2001.

Capítulo 5

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Victor Matheus Tavares Fernandes¹, Felipe Guadagnin², Rodson de Abreu Marques³

RESUMO. O conhecimento sobre a geologia de uma área é requisito fundamental para o uso sustentável dos espaços e recursos naturais. A região da Grande Vitória, porção centro-leste do estado do Espírito Santo, apesar de bastante populosa, é pouco estudada do ponto de vista da geologia básica e mapeamento em escalas de semi-detulhe e detalhe. O presente estudo tem por objetivo a análise estrutural e petrográfica e a produção de um mapa geológico em escala 1:50.000 de uma área de aproximadamente 210 km² na região da Grande Vitória. As unidades mapeadas foram correlacionadas com as unidades estratigráficas que fazem parte do Orógeno Araçuaí, formadas durante o Ciclo Brasileiro, e unidades formadas ao longo dos eventos de fragmentação do supercontinente Gondwana. No contexto do Orógeno Araçuaí foram identificadas as unidades Gnaiss Migmatítico (Complexo Nova Venécia), Cordierita Granulito (Complexo Nova Venécia), Biotita-Granada Granito Foliado (Suíte G2), Cordierita-Granada Leucogranito (Suíte G3) e Biotita Granito (Suíte G5); já no contexto da fragmentação do supercontinente Gondwana foi identificada a unidade Diabásio (Suíte Fundão). Além destas unidades, também ocorrem na área de estudo coberturas cenozóicas. A paragenese mineral das rochas metamórficas, Cordierita + Sillimanita + Hercinita + Granada + Biotita + Ortoclásio + Plagioclásio + Quartzo, indica pico metamórfico em fácies granulito a partir de protólito derivado de composição pelítica. A presença de microestruturas de fusão indicam condições de anatexia durante o pico metamórfico. As estruturas geológicas identificadas na área foram relacionadas a quatro eventos deformacionais distintos, sendo o evento D1 responsável pela geração da foliação regional S1, de direção NE a NNW, presente nas unidades Gnaiss Migmatítico, Cordierita Granulito e Biotita-Granada Granito Foliado; o evento D2 foi responsável pela formação da superfície plano axial S2 a partir dos dobramentos da foliação regional S1, registrado, sobretudo, na unidade Gnaiss Migmatítico; o evento D3 possui natureza dúctil-rúptil e está relacionado ao preenchimento de falhas e fraturas por diques graníticos tardios; e o evento deformacional D4, essencialmente rúptil, pode estar relacionado tanto a reativações das estruturas formadas no evento D3 quanto à formação de novas estruturas rúpteis. Os diques de diabásio intrudem segundo a direção NNW, concordante com um dos conjuntos de estruturas formados durante o evento D4. As estruturas regionais representadas pelo Feixe de Lineamentos Colatina estão associadas com o evento D4 e condicionam em grande parte a geomorfologia da região. Não é possível afirmar que o Biotita Granito e o Feixe de Lineamentos Colatina são cogenéticos, pois as foliações magmáticas do Biotita Granito não são condicionadas pelo *trend* estrutural do Feixe de

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto – Escola de Minas – Ouro Preto, MG, Brasil

²Campus Caçapava do Sul da Universidade Federal do Pampa – Caçapava do Sul, RS, Brasil

³Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS) – Alegre, ES, Brasil

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Lineamentos Colatina. Os dados contribuem para o conhecimento sobre a geologia básica da região da Grande Vitória e podem ser utilizados para o uso do solo e prospecção e exploração de recursos naturais.

PALAVRAS-CHAVE. Mapeamento geológico; Orogênio Araçuaí; Lineamento Colatina; Diques máficos.

INTRODUÇÃO

As províncias pré-cambrianas, a exemplo da Plataforma Sul-Americana, têm sua evolução relacionada à superimposição de eventos tectônicos compressivos e/ou distensivos, os quais são responsáveis pela geração de feições morfo-estruturais e assembleias litológicas. Esse contexto se aplica à região de estudo, uma vez que nela são encontrados registros de eventos tectônicos destas naturezas, haja vista a Orogênese Brasileira/Pan-Africana (BRITONEVES et al., 1999) e o evento de fragmentação do Supercontinente Gondwana (BRITONEVES, 2002). O tectonismo compressivo da Orogênese Brasileira/Pan-Africana foi responsável pela geração do sistema orogênico Araçuaí-Congo Ocidental (PEDROSA-SOARES et al., 2001) durante a formação do paleocontinente Gondwana, no Neoproterozóico. Tal orogenia foi responsável pela geração da vasta gama de estruturas tectônicas, rochas ígneas e rochas metamórficas encontradas no estado do Espírito Santo. Contudo, além dos eventos tectônicos de natureza compressiva que afetaram a região durante a Orogênese Brasileira, a área de estudo também passou por processos de estiramento e distensão crustal, com a ruptura e fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Cretáceo. Esses eventos estão relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul e à instauração das bacias sedimentares da margem continental brasileira, a exemplo da bacia do Espírito Santo (CHANG et al., 1992). O entendimento da superimposição de eventos tectônicos se faz necessário para a compreensão da evolução geológica local. Dessa forma, este trabalho justifica-se pela necessidade de melhorar o entendimento das relações entre os eventos compressivos e distensivos que afetaram a região. Justifica-se também devido à carência de trabalhos de geologia básica – mapeamento geológico, geologia estrutural e petrografia – na região.

Este trabalho tem como objetivo geral a caracterização geológica da região da Grande Vitória, bem como a geração de um mapa geológico e perfil geológico-estrutural em escala 1:50.000 da porção oeste da área, que abrange os municípios de Cariacica, Santa Leopoldina e Serra (Figura 1). Dentre os objetivos específicos elencam-se a realização da análise estrutural desde a escala regional (lineamentos estruturais) até à microescala, a caracterização petrográfica das rochas na área de estudo e, por fim, enquadrar as unidades mapeadas com os contextos da Orogênese Brasileira e da fragmentação do Supercontinente Gondwana.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está situada na região da Grande Vitória, a qual se encontra na porção centro-leste do estado do Espírito Santo, região sudeste do Brasil. Compreende parte dos municípios de Cariacica, Santa Leopoldina, Serra, Vila Velha e Vitória (Figura 1).

As principais vias de acesso à área de estudo correspondem às rodovias ES-080 (Rodovia Paulo Nascimento), BR-262 e BR-101 (Rodovia do Contorno; figura 1). Outros acessos se dão por estradas vicinais e pelas três pontes que interligam os municípios de Cariacica, Vila Velha e Vitória.

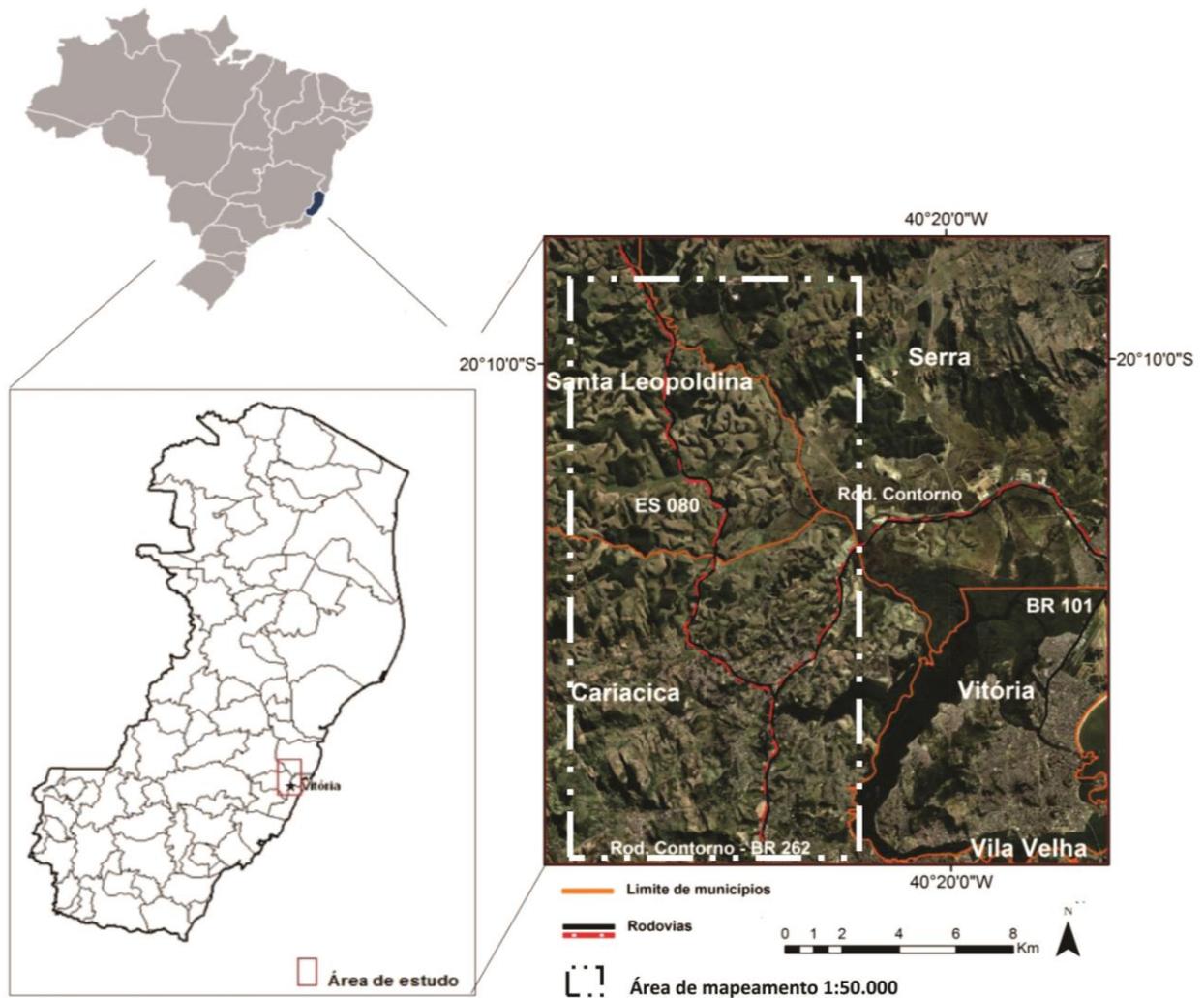


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, demarcada pelo polígono tracejado.

GEOLOGIA REGIONAL

Inserido na porção setentrional da Província Mantiqueira, o Orógeno Araçuaí (Figura 2) representa a contraparte brasileira do sistema orogênico Araçuaí Congo-Occidental (PEDROSA-SOARES et al., 2001). É balizado a oeste pelo Cráton São Francisco, a leste pela margem continental brasileira, a sul pelo paralelo 21° e a norte pelo paralelo 15°. As condições de metamorfismo e anatexia aumentam no sentido leste e norte neste orógeno (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Em função da grande variedade litológica, estrutural e de metamorfismo da qual o Orógeno Araçuaí é dotado, Noce et al., (2007) o compartimenta em domínios interno e externo. O domínio interno corresponde ao Núcleo Cristalino do orógeno (ALKMIN et al., 2007), caracterizado pelo predomínio de rochas metamorizadas em fácies anfibolito alto a granulito, com considerável grau de anatexia.

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

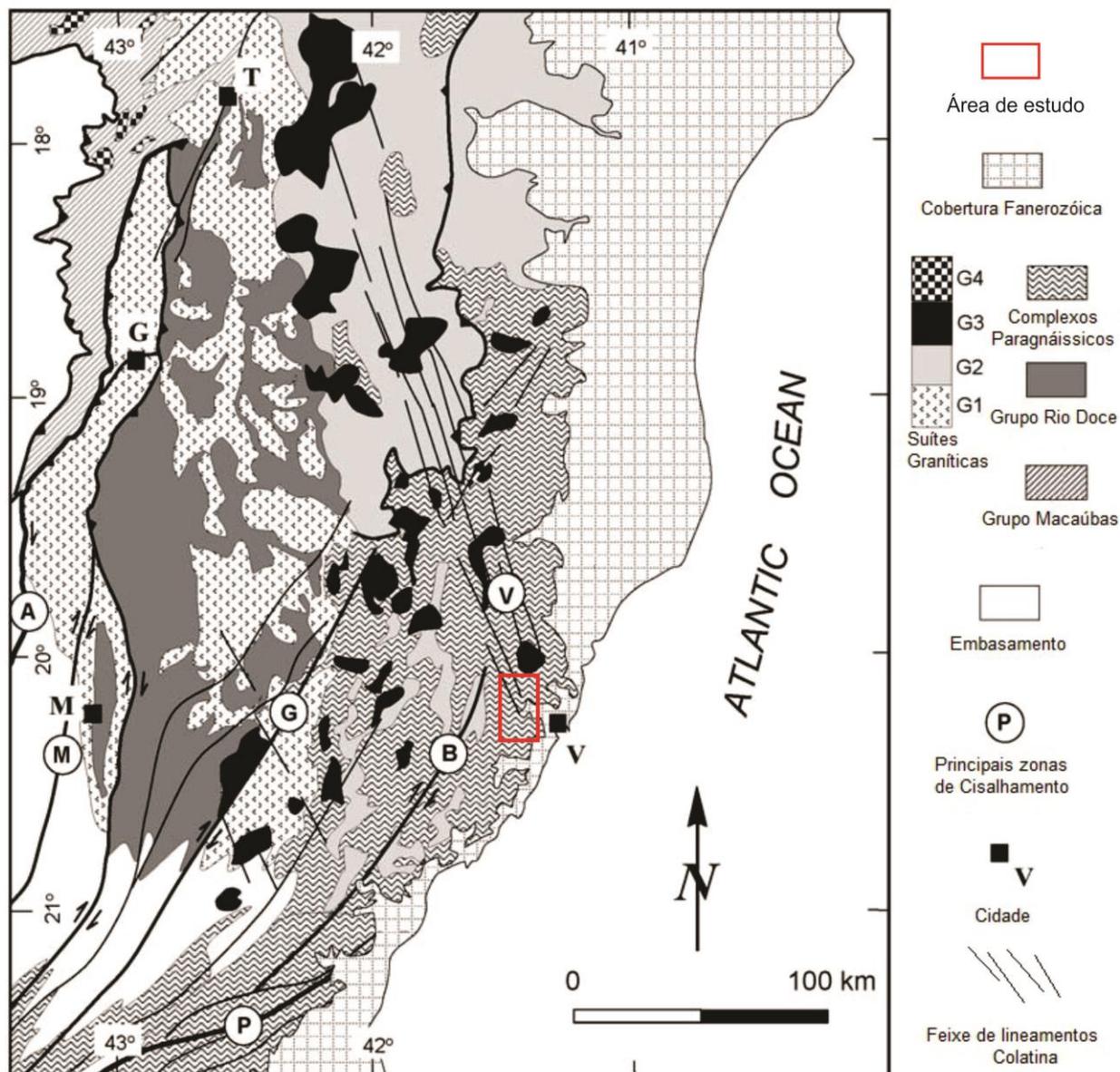


Figura 2. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí, com destaque para a área de estudo, demarcada em vermelho. Zonas de Cisalhamento: A: Abre Campo; M: Manhuaçu; G: Guaçuí; B: Batatal; P: Além Paraíba. Cidades: V: Vitória, G: Governador Valadares, T: Teófilo Otoni (ALKMIN et al., 2006).

As unidades litoestratigráficas do Núcleo Cristalino do Orógeno Araçuaí, descritas por Pedrosa-Soares et al., (2007), referem-se aos Complexos Paragnáissicos (Complexo Nova Venécia) e as Suítes G1, G2, G3, G4 e G5.

O Complexo Paragnáissico, ou Complexo Nova Venécia (GRADIM et al., 2005) refere-se às rochas paraderivadas correlacionáveis a sedimentos aluminosos supracrustais e pelitos grauvaqueanos, intercalados a níveis calcissilicáticos. O protólito deste Complexo possui idade de sedimentação entre o intervalo de 618 ± 19 Ma (NOCE et al., 2004) e está relacionado à bacia de retroarco do orógeno. As paragêneses minerais, em conjunto com graus variados de migmatização, apontam condições de metamorfismo entre fácies Anfibolito Superior à Granulito (CASTAÑEDA et al., 2006; PEDROSA-SOARES et al., 2006).

Segundo Pedrosa-Soares et al., (2001), a Suíte G2 engloba a granitogênese tipo S do estágio sin-colisional e conseqüentemente registra a foliação Sn, por vezes miloníticas e

geralmente paralelas às foliações de fluxo ígneo. São rochas graníticas e peraluminosas. Trata-se de granada-biotita granitos contendo cordierita e/ou sillimanita e ocorrem sob a forma de batólitos, corpos tabulares e stocks (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2006, 2007). A Suíte G3 é caracterizada por corpos de leucogranitóides peraluminosos, do tipo S, constituídos principalmente por granada, cordierita e/ou sillimanita (PEDROSA-SOARES et al., 1999). São tidos como granitóides originados em regime tardi-colisional, sob condições de decréscimo de pressão, evidenciado principalmente por sobrecrescimentos de cordierita em granadas (PEDROSA-SOARES et al., 2007). A Suíte G5 é descrita por Pedrosa-Soares et al. (2006, 2007) como uma granitogênese do tipo I e A2, cálcio-alcalina, de composição granítica a charnockítica e com corpos enderbíticos e básicos subordinados, todos livres de foliação regional.

A evolução tectônica do Orógeno Araçuaí, descrita por Pedrosa-Soares et al., (2007), se deu através de quatro estágio orogênicos, são eles: estágio pré-colisional (ca. 630 – 580 Ma), estágio sin-colisional (ca. 580 – 560 Ma), estágio tardi-colisional (ca. 560-530 Ma) e estágio pós-colisional (ca. 530 – 480 Ma). O estágio pré-colisional (ca. 630 – 580 Ma) refere-se à edificação do arco magmático do orógeno, representado pela Suíte G1. O estágio sin-colisional (ca. 580 – 560 Ma) é caracterizado pela deformação e metamorfismo em escala regional. Destaca-se a formação de cinturões de dobramentos e cavalgamentos e da suíte sin-colisional G2. No estágio tardi-colisional (ca. 560 – 530 Ma) as condições de temperatura aumentam em um episódio descrito como pós-cinemático à foliação regional, tendo como resultado a geração da Suíte G3 (PEDROSA-SOARES et al., 2007). O último estágio da orogênese, ou estágio pós-colisional (ca. 530 – 480 Ma), representa o colapso gravitacional do orógeno (PEDROSA-SOARES et al., 2007, ALKMIM et al., 2007). A esta fase estão relacionadas as suítes G4 e G5 (PEDROSA-SOARES et al., 2001).

Além dos constituintes do Orógeno Araçuaí, ocorre na região de estudo a Suíte Fundão (SILVA et al., 1987), que representa corpos básicos, geralmente diabásios, que ocorrem principalmente sob a forma de diques, orientados preferencialmente segundo o *trend* estrutural da Faixa Colatina (NOVAIS et al., 2004). Está associada ao evento responsável pela fragmentação do supercontinente Gondwana, definido por Schobbenhaus et al., (1984) como Evento Sul-Atlântico. Este evento é caracterizado como um evento tectônico de reativação da Plataforma Sul-Americana, no meso-cenozóico (~130 Ma), em regime distensivo e rúptil. Dentre os registros relacionados a essa dinâmica tectônica, destacam-se a instalação das bacias transicionais da Margem Continental Brasileira (Cordani et al., 2000), a formação da Província Paraná-Etendeka – Formação Serra Geral da Bacia do Paraná – (TURNER et al., 1994) e a gênese dos enxames de diques máficos da Serra do Mar (VALENTE et al., 1998) e os que ocorrem no Espírito Santo, também denominados por Silva et al. (1987) como Suíte Fundão.

METODOLOGIA

A metodologia utilizada no desenvolvimento deste trabalho foi subdividida em etapas Pré-campo, Campo e Pós-Campo.

A etapa pré-campo constituiu na revisão bibliográfica, aquisição e processamento de dados cartográficos. A revisão e compilação bibliográfica foram desenvolvidas por meio da análise de capítulos de livros, artigos científicos, dentre outras fontes. Quanto à cartografia, foram compilados dados tais como ortofotos, imagens SRTM (SF-24-V-B) e dados vetoriais do banco de dados GEOBASES. Neste trabalho foi utilizado o referencial geodésico WGS-84. O Modelo Digital de Elevação (MDE), utilizado para a geração da imagem de relevo sombreado, foi gerado a partir da cena SRTM (SF-24-V-B), por meio dos softwares ArcGis e ENVI 4.2. Os lineamentos estruturais foram extraídos com base na metodologia proposta por

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Liu (1987), ao passo que o tratamento estatístico dos dados de lineamentos foi realizado por meio dos softwares Rockworks e IBM Statistics.

A etapa de campo consistiu na descrição, classificação e amostragem de litotipos para confecção de seções delgadas. Durante esta etapa também foi realizada a descrição das relações de campo entre os diferentes litotipos, bem como a aquisição de dados estruturais planares e lineares ao longo da área de estudo. Foram visitados um total de 138 pontos em campo, sendo realizado um maior adensamento da malha de pontos na porção oeste, a qual abrange os municípios de Cariacica, Santa Leopoldina e Serra, com o intuito de gerar um mapa geológico na escala 1:50.000. Também foi realizada uma seção geológica na escala 1:50.000 transversal às principais estruturas identificadas, com o objetivo de entender as relações estruturais e litológicas em campo.

A etapa pós-campo consistiu análise de todos os dados estruturais obtidos nas etapas pré-campo e de campo, nas descrições petrográficas das amostras coletadas na etapa de campo, bem como na geração do mapa e da seção geológica em escala 1:50.000. Foram confeccionadas 11 lâminas delgadas, obtendo-se ao menos uma lâmina para cada unidade litológica mapeada. A análise petrográfica visou ressaltar aspectos como composição mineralógica, textura e microestruturas. Para a classificação de rochas ígneas, foi adotada a proposta de Streckeisen (1976), ao passo que a classificação de rochas metamórficas se deu com base nas recomendações de Fettes & Desmons (2007).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O mapeamento geológico contou com a visitação de 138 pontos em campo e, como produtos, foram gerados o mapa geológico em escala 1:50.000 (Figura 3) e o perfil geológico-estrutural em mesma escala (Figura 4).

A unidade litológica Gnaiss Migmatítico (Figura 5a) é a unidade de maior predominância, ocorrendo, sobretudo, na porção central e setentrional da área mapeada. Encontra-se em contato com todas as outras unidades litológicas. Os afloramentos desta unidade se dão em cortes de estrada e como lajedos próximos ou não de drenagens. Ocorrem em regiões de topografia suave, em relevo aplainado. É caracterizada macroscopicamente pela alternância de bandas centimétricas a decimétricas félsicas (neossoma) e máficas (paleossoma/residuum), por vezes dobradas. Microscopicamente trata-se de uma rocha inequigranular de granulação fina a grossa e que possui textura granolepidoblástica (Figura 6a). Quartzo (15-25%) é anédrico a subédrico, possui granulação fina a grossa, exhibe microestruturas do tipo *bulging* e frequentemente apresenta-se com subgrãos e extinções ondulantes. Plagioclásio (<20%) possui granulação fina a média e é subédrico. Exibem maclas evanescentes e exsoluções de antipertita e, quando próximos aos contatos com ortoclásio, exibem texturas mirmequíticas. Ocorrem também como filmes de fusão circundando os cristais de granada. Ortoclásio (<30%) possui granulação fina a média e exhibe exsoluções de pertita. Biotita (15-20%) ocorre orientada segundo o bandamento da rocha e com grande quantidade de halos pleocróicos desenvolvidos por inclusões de zircões. Granada (<10%) é de granulação média a grossa e ocorre como porfiroblastos poiquiloblásticos. Sillimanita (<5%) ocorre como finas agulhas, ao passo que hercynita (<5%) é restritamente inclusa na granada.

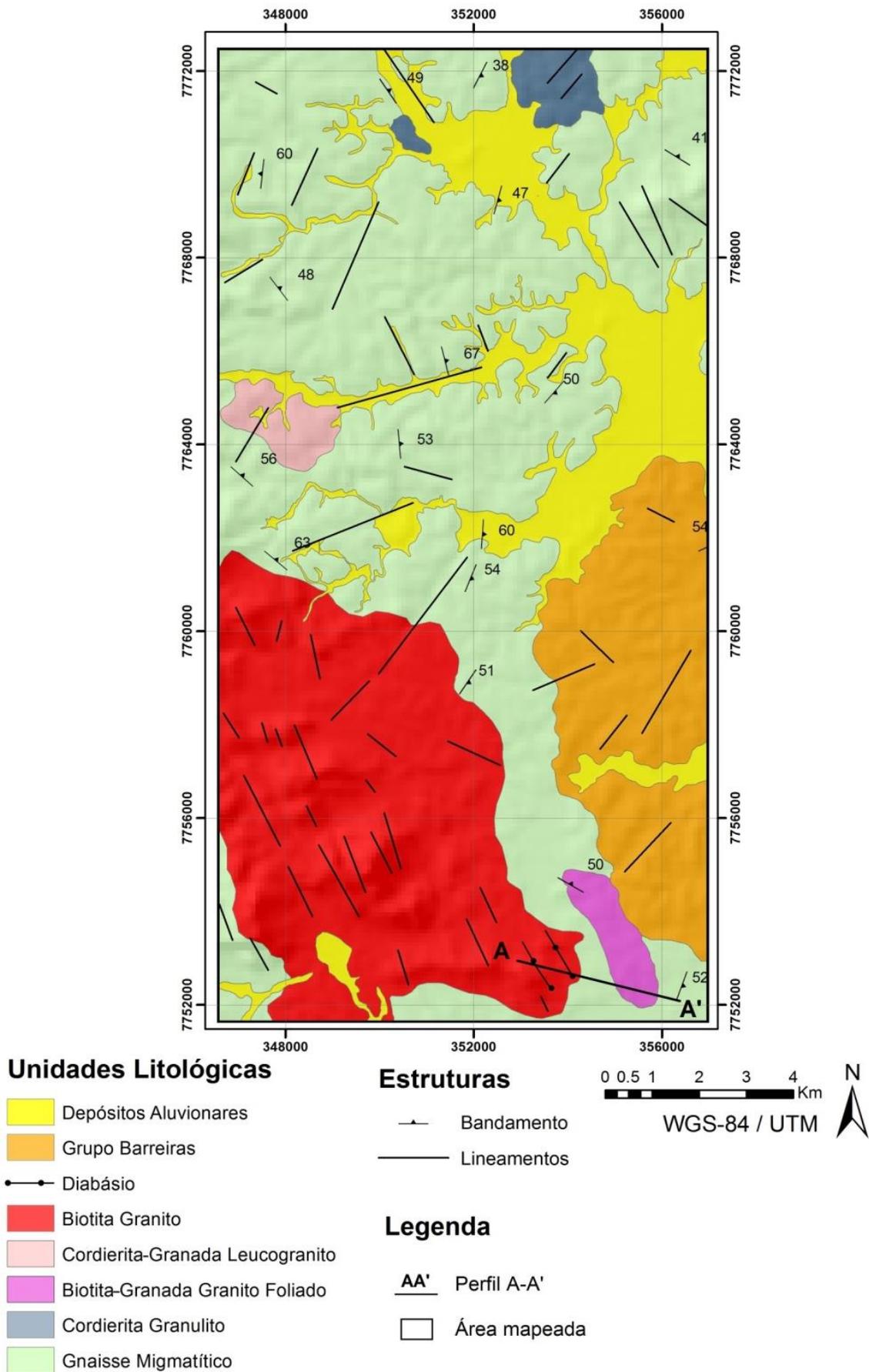


Figura 3. Mapa geológico em escala 1:50.000.

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

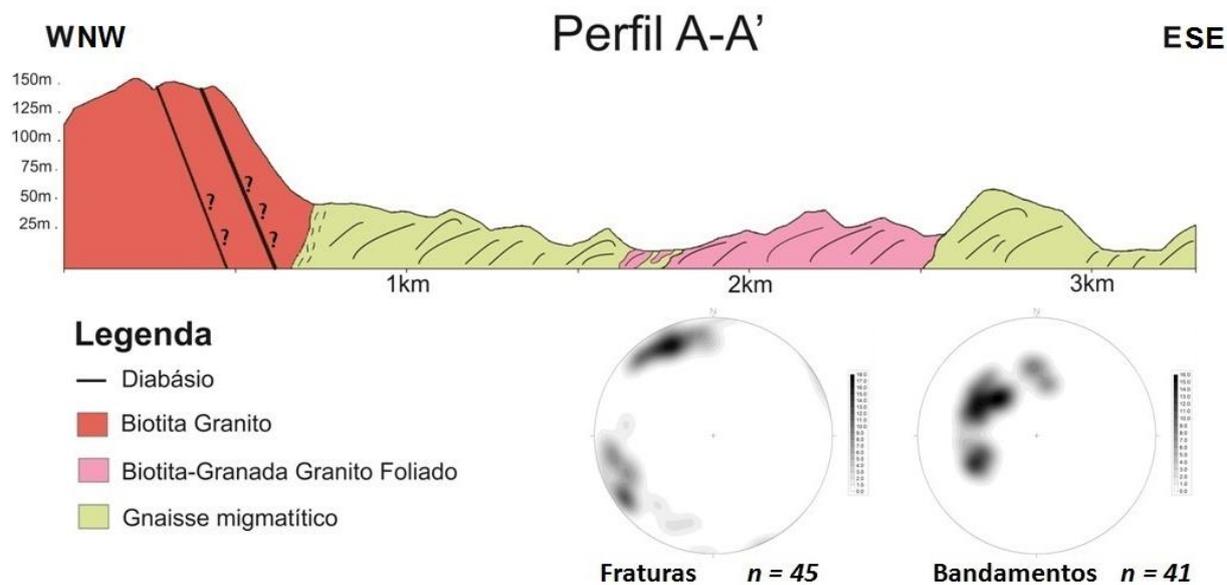


Figura 4. Seção geológica A-A' construída em escala 1:50.000.

A unidade Cordierita Granulito ocorre de maneira localizada, restrita apenas à porção setentrional da área (Pedreira de Aroaba; Figura 5c) e faz contato apenas com a unidade Gnaiss Migmatítico. O Cordierita Granulito apresenta macroscopicamente bandas neossomáticas de coloração esverdeada, compostas principalmente por quartzo e feldspato, e bandas paleossomáticas, compostas predominantemente por cordierita, que confere colorações azuladas. Microscopicamente (Fig. 6b), a rocha é inequigranular fina a grossa, quartzo (10-15%) possui granulação fina a média, ocorre como cristais anédricos, microfraturados e com subgrãos. Ortoclásio (20-35%) possui granulação fina a grossa e frequentes exsoluções de pertitas. Cordierita (25-40%) apresenta-se com maclas bem desenvolvidas e com grande quantidade de inclusões de sillimanita (<5%). Biotita, hercynita, zircão e minerais opacos são raros nesse litotipo (<5%).

A unidade Biotita-Granada Granito Foliado localiza-se somente na porção sudeste da área mapeada. Ocorre em contato apenas com o Gnaiss Migmatítico, que se dá pela passagem gradual do bandamento gnáissico para uma foliação metamórfica bem marcada (Figura 5b), por vezes dobrada. Quartzo (15-30%) é de granulação fina a grossa e ocorre com subgrãos, novos grãos e extinções ondulantes. Plagioclásio (15-25%) frequentemente exibe exsolução de antipertita, maclas acunhadas e leve extinção ondulante. Ortoclásio (10-25%) possui granulação fina a grossa e frequentemente exibe exsoluções de pertitas. Biotita (<15%) são palhetas que ocorrem de maneira orientada, materializando a foliação principal da rocha (Figura 6c). Granada (<10%) possui granulação média a grossa e ocorre com textura poiquilítica, com frequentes inclusões de cristais de quartzo, biotita, zircão, opacos e raramente sillimanita. Zircão e minerais opacos são raros (<3%).

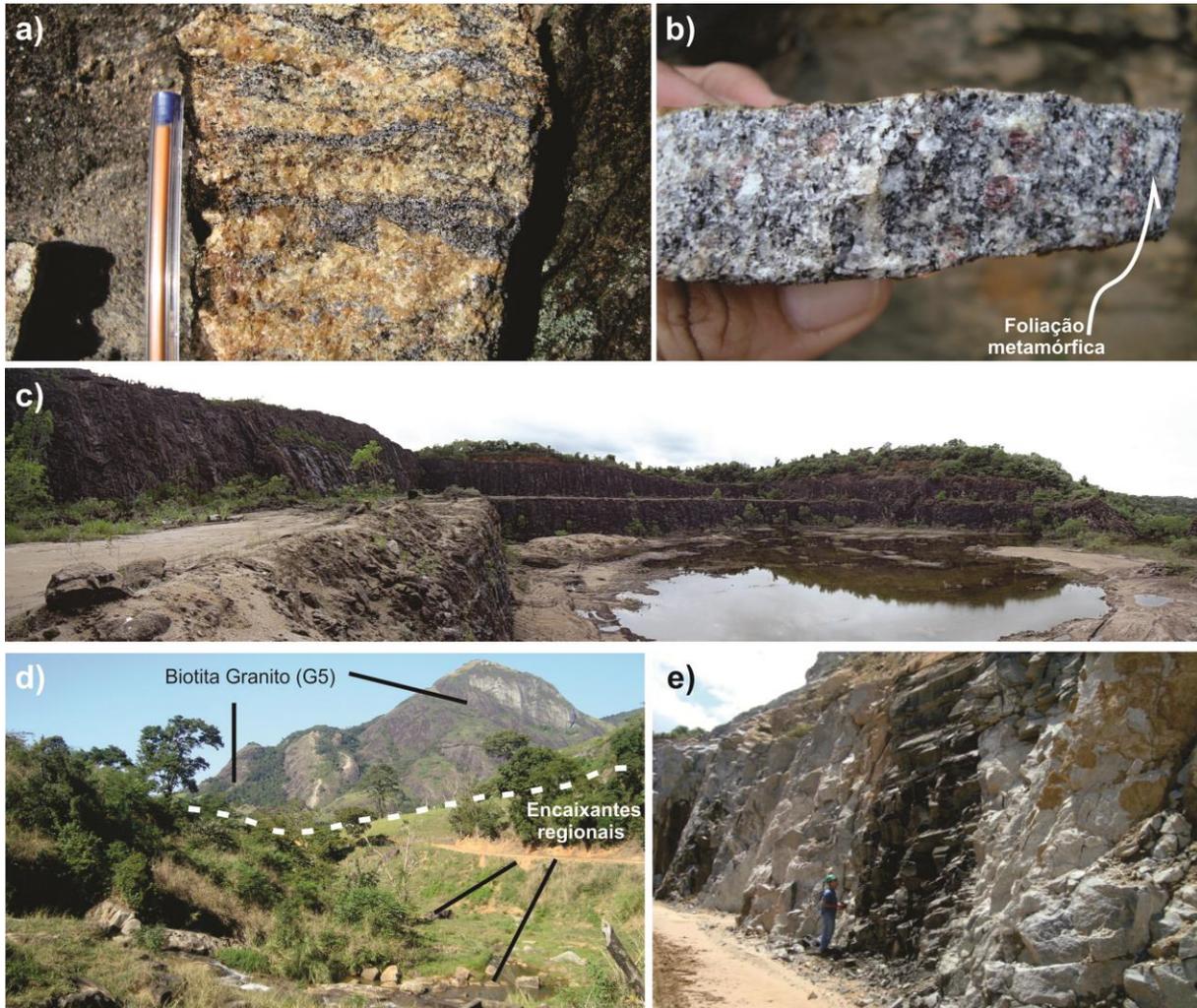
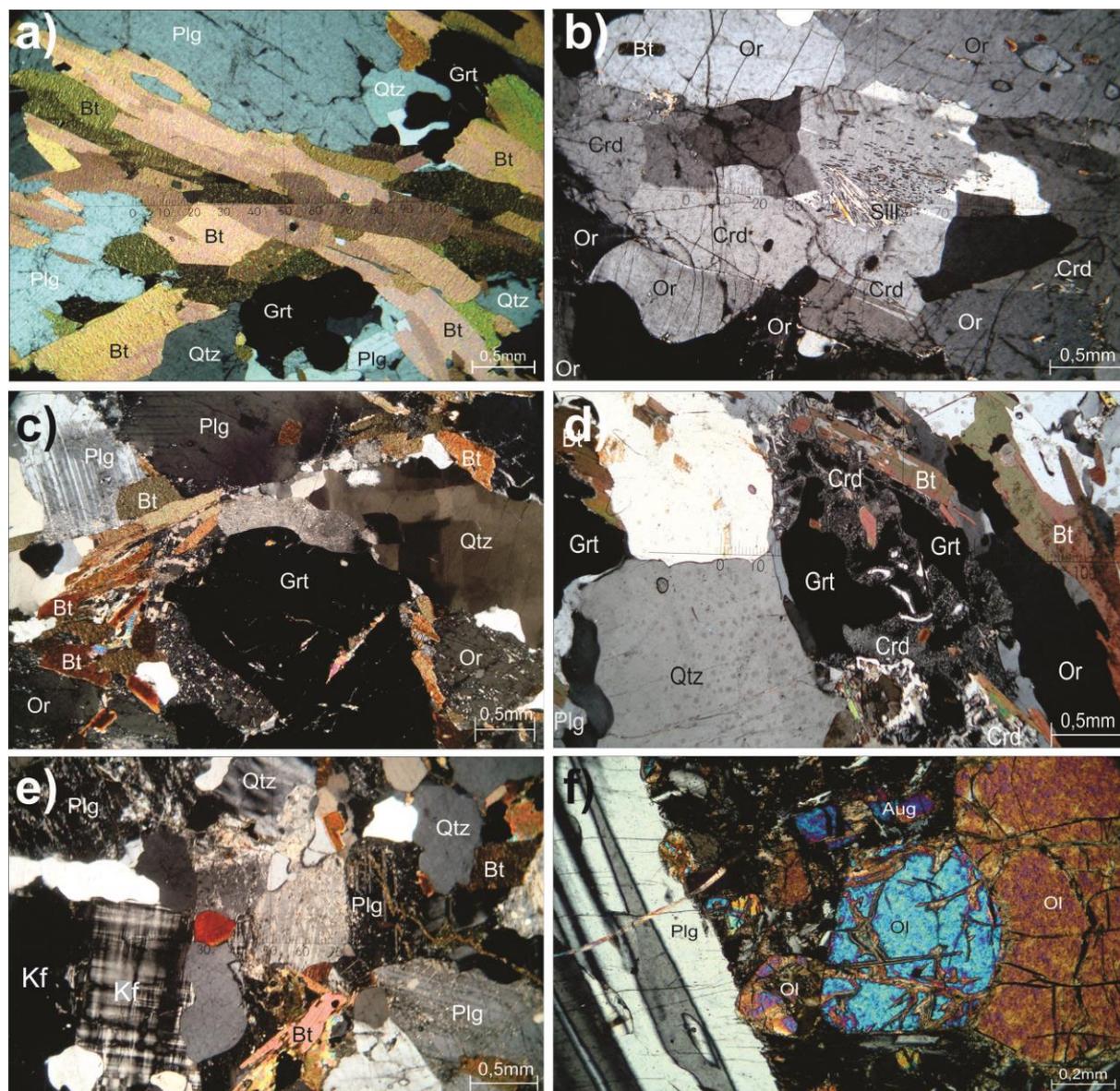


Figura 5. Aspectos de campo da área de estudo. a) Amostra de gnaiss migmatítico; b) amostra de biotita-granada granito foliado; c) afloramento de cordierita granulito; d) contraste geomorfológico entre as rochas do biotita-granito e suas encaixantes (гнаiss migmatítico); e) dique de diabásio intrudindo biotita-granito.

As rochas da unidade Cordierita-Granada Leucogranito são livres de foliação regional, leucocráticas e que podem variar de granulação fina a grossa. Quartzo (15-30%) é euédrico a subédrico e exibe microestruturas do tipo bulging, extinções ondulantes e subgrãos. Ortoclásio (10-40%) exibe exsoluções de pertita e em certos pontos apresenta início do processo de triclinização (maclas difusas), além de texturas mirmequíticas próximos ao contato com plagioclásio. Plagioclásio (10-25%) exibe exsolução de antipertita, maclas acunhadas (evanescentes) e extinção ondulante incipiente. Granada (15-20%) possui textura poiquilítica, com inclusões de quartzo, biotita e zircão e ocorre circundada por coronas de cordierita (<10%) (Figura 6d). Biotita (<10%) ocorre como palhetas subédricas a euédricas decussadas. Zircão e minerais opacos são raros (<3%).

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO



Aug: Augita; Bt: biotita; Crd: cordierita; Grt: granada; Kf: K-feldspato (inclui ortoclásio + microclina); Ol: olivina; Or: ortoclásio; Plg: plagioclásio; Qtz: quartzo; Sill: sillimanita.

Figura 6. Fotomicrografias mostrando os aspectos microscópicos das rochas das unidades mapeadas. a) trama orientada do gnaiss migmatítico, materializada pela orientação preferencial de biotita; b) cordierita granulito exibindo níveis compostos predominantemente por ortoclásio alternados a níveis compostos por cordierita e sillimanita; c) biotita-granada granito foliado exibindo foliação metamórfica a partir da orientação de biotita; d) corona de sobrecrecimento de cordierita em granada (indicativa de descompressão) no cordierita-granada leucogranito; e) aspecto granular do biotita-granito; f) cristais de olivina, augita e plagioclásio em textura glomeroporfírica no diabásio.

O Biotita Granito ocorre na porção sudoeste da área mapeada e ocorre apenas em contato com o Gnaiss Migmatítico. Com base no MDE e na fotografia aérea, o corpo de Biotita Granito foi individualizado nas regiões de cotas mais elevadas (Figura 5d), enquanto que o Gnaiss Migmatítico foi mapeado nas regiões mais aplainadas. A rocha é predominantemente inequigranular de granulação fina a média e localmente ocorre em fácies porfírica, com estrutura de fluxo ígneo predominando na direção NW-SE e com direções N-S e NE-SW subordinadas. Microscopicamente (Figura 6e), o quartzo (25%) ocorre em

granulação fina a média e apresenta inclusões de minerais opacos, apatitas e de zircão. K-feldspato (30%) possui exsoluções de pertitas, macla tartan(xadrez) e textura mirmequítica quando próximo aos cristais de plagioclásio. Plagioclásio (20%) ocorre como cristais subédricos e apresentam inclusões de zircão. Biotita (15%) ocorre decussada e se dá como palhetas de granulação fina. Finos minerais opacos ocupam 7% da rocha enquanto que minerais de alteração (sericita, clorita) ocupam os 3% restantes.

A unidade Diabásio ocorre na porção sudoeste da área mapeada, intrudindo as rochas da unidade Biotita Granito. Macroscopicamente os diques apresentam cor preta e possuem espessuras centimétricas a métricas, de até aproximadamente 8 metros (Figura 5e). Os diques ocorrem invariavelmente com a direção NW-SE, em mergulhos de alto ângulo para NE e comumente diaclasados. O plagioclásio perfaz até 60% da rocha, ocorre em granulação fina a grossa e em textura glomeroporfirítica, como aglomerados em associação à augita e à olivina. Apresenta-se com texturas de zoneamento composicional e como cristais corroídos. Augita (<20%) ocorre ao redor dos cristais de plagioclásio, configurando a textura ofítica, porém, em sua maioria, aparece circundado por cristais de plagioclásio, caracterizando a textura subofítica. Olivina (<10%) ocorre como pórfiros associados ao plagioclásio e augita em textura do tipo glomeroporfirítica (Figura 6f) e com microfraturas preenchidas por serpentina. Os minerais opacos ocupam até 20% da rocha. São inclusos nos cristais de plagioclásio e augita e compõem de forma predominante a matriz da rocha, juntamente com microcristais de plagioclásio decussados.

A correlação das unidades litológicas mapeadas com as unidades litoestratigráficas existentes se deu a partir das características observadas em campo e das características microscópicas. Desta forma, as unidades mapeadas puderam ser correlacionadas tanto as unidades litoestratigráficas do Orógeno Araçuaí, descritas por Pedrosa-Soares et al. (2006, 2007; referentes ao contexto da Orogênese Brasileira), quanto ao contexto da fragmentação do Gondwana (Tabela 1). No contexto do Orógeno Araçuaí, foram enquadradas as seguintes unidades: Complexo Nova Venécia (Gnaiss Migmatítico/Cordierita Granulito); Suíte G2 (Biotita-Granada Granito Foliado); Suíte G3 (Cordierita Granada Leucogranito) e Suíte G5 (Biotita Granito). No contexto da fragmentação do Gondwana, a unidade Diabásio foi relacionada com a Suíte Fundão, descrita por Silva et al. (1987).

No que tange à geologia estrutural, os lineamentos ocorrem segundo dois *trends* estruturais principais. O *trend* dominante apresenta direção N10-30W e corresponde aos lineamentos mais frequentes e de maior extensão acumulada, os quais condicionam as principais cristas e vales da área estudada. O segundo *trend*, de menor expressão, ocorre segundo a direção N30-50E. Esse *trend* de lineamentos possui menor frequência e extensão acumulada, quando comparado ao conjunto NNW.

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Tabela 1: Correlação das unidades litológicas mapeadas com as unidades litoestratigráficas de Pedrosa-Soares *et al.*, (2006, 2007) e Silva *et al.*, (1987) e a qual contexto geotectônico as unidades mapeadas encontram-se inseridas.

Unidade mapeada	Unidade litoestratigráfica	Contexto Geotectônico
Diabásio	Suíte Fundão	Fragmentação do Gondwana
Biotita Granito	Suíte G5	Orogênese Brasileira (Orógeno Araçuaí)
Cordierita Granada Leucogranito (Diatexito)	Suíte G3	
Biotita-Granada Granito Foliado (Schlieren diatexito)	Suíte G2	
Cordierita Granulito	Complexo Nova Venécia	
Gnaiss Migmatítico (Metatexito estromático)		

A partir da análise dos histogramas e gráfico da Figura 7a, verifica-se a predominância de lineamentos no quadrante NW (245 lineamentos do total de 378; 64,8%) e que os lineamentos de direção NE são menos frequentes (133 lineamentos do total; 35,2%). As direções WNW e ENE são as menos frequentes, com 6,3% (24 lineamentos) e 8,46% (32 lineamentos), respectivamente; seguidos da direção NNE, que também é pouco frequente (9,5%, 36 lineamentos). As direções NW e NE são relativamente frequentes, compondo 15,6% (59 lineamentos) e 17,2% (65 lineamentos), respectivamente. A direção mais frequente, responsável por 42,8% dos lineamentos identificados (162 estruturas), é a direção NNW.

Quanto ao comprimento absoluto dos lineamentos, pode-se perceber ao analisar a Figura 7b que a maior parte dos lineamentos são de comprimento reduzido e que poucos lineamentos possuem comprimentos maiores do que 1.500 m. Com base no comprimento dos lineamentos, foram subdivididas 4 classes: i) lineamentos com comprimento entre 0 e 500 metros, 163 estruturas identificadas (43%); ii) lineamentos com comprimento entre 500 a 1.500 metros, 189 estruturas (50%); iii) lineamentos com comprimento entre 1.500 a 2.500 metros de, 17 estruturas (4,5%); e iv) lineamentos com comprimento entre 2.500 a 3.700 metros, 9 estruturas (2,5%) (Figura 25b). A análise da Figura 7c mostra que os lineamentos de direção NNW, apesar de serem muito frequentes, são de comprimento reduzido.

Fazem parte do grupo das estruturas dúcteis o bandamento gnáissico e por injeção, a foliação metamórfica e as dobras. O bandamento gnáissico e o bandamento por injeção ocorrem nas unidades Gnaiss Migmatítico e Cordierita Granulito. A foliação metamórfica ocorre associada à unidade Biotita-Granada Granito Foliado e as dobras estão presentes predominantemente nos Gnaisses Migmatíticos. O bandamento gnáissico é caracterizado pela alternância entre bandas de espessura milimétrica a centimétrica, máficas e félsicas (paleossoma e neossoma, respectivamente) e níveis restíticos subordinados. A foliação metamórfica é marcada pela orientação preferencial da biotita, paralela/subparalela ao bandamento gnáissico. Predominam estruturas com direção NNE mergulhando em médio a alto ângulo para o quadrante SE. As dobras não ultrapassam a escala decimétrica, variam

desde abertas até isoclinais com relação ao fechamento (ângulo interlimbos) e são geralmente assimétricas com vergência para W.

As estruturas rúpteis identificadas foram fraturas e falhas. As fraturas são encontradas em todos os litotipos mapeados, enquanto que as falhas foram observadas apenas na unidade litológica Biotita Granito. As fraturas ocorrem em 2 direções preferenciais bem pronunciadas: i) NE-SW, predominando a direção ENE, com mergulho alto para SE e em menor frequência para NW; e ii) NW-SE com mergulho alto para NE e SW. Os diques da unidade Diabásio ocorrem invariavelmente com direção NW, concordando com uma das direções de fraturas. Já as falhas ocorrem em escala decimétrica a métrica e possuem cinemática dextral e sinistral e estão associadas às intrusões de diques graníticos félsicos tardios de granulações grossas.

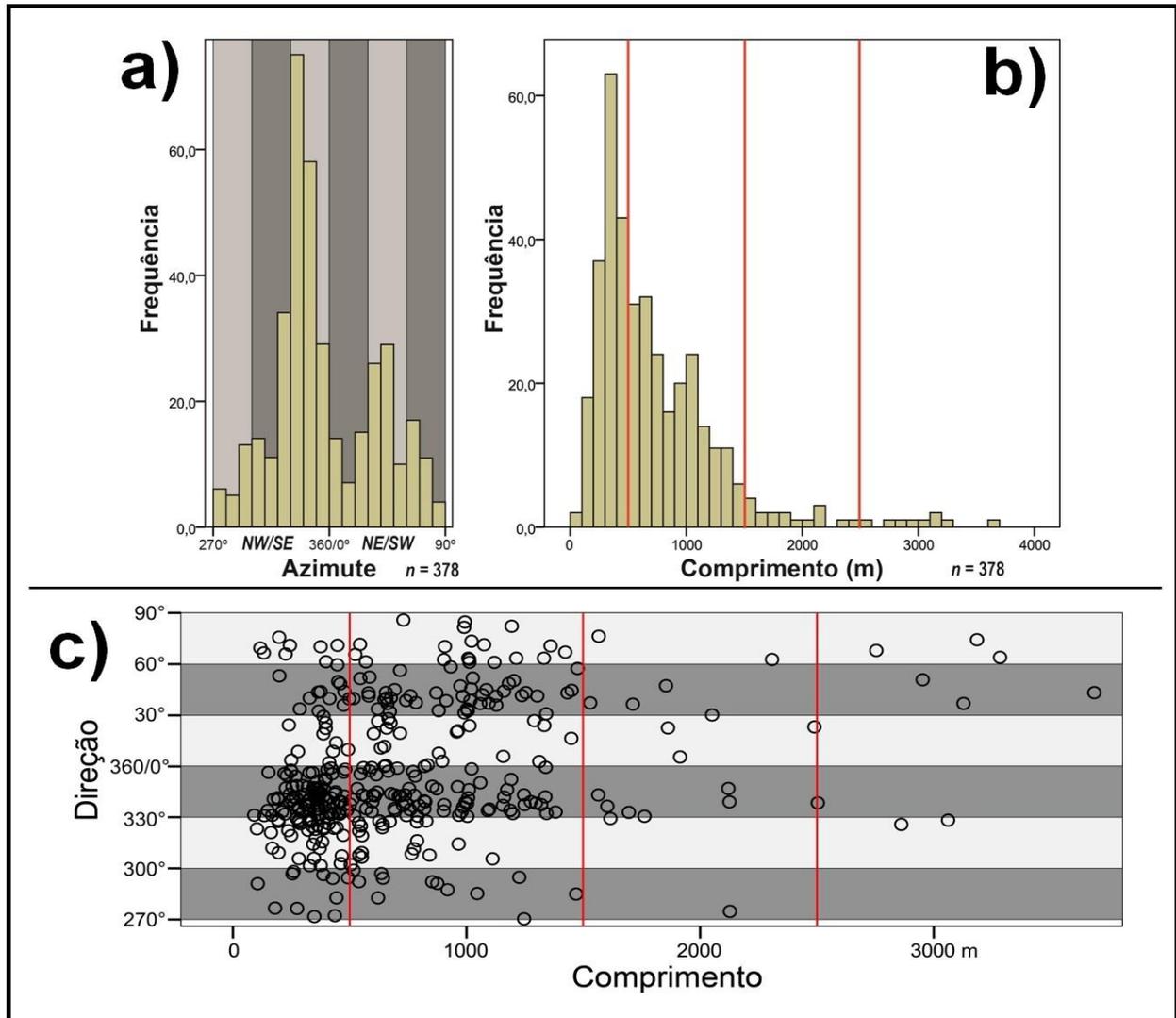


Figura 7. Histograma de comprimento e direção e gráfico de direção *versus* comprimento dos lineamentos extraídos por fotointerpretação. Em a) é mostrado o histograma de direção; em b) o histograma de comprimento; e em c) o gráfico de direção *versus* comprimento (n:378).

CONCLUSÃO

Na região da Grande Vitória, Espírito Santo, ocorrem, em escala 1:50.000, as seguintes unidades litológicas: i) Gnaiss Migmatítico; ii) Cordierita Granulito; iii) Biotita-Granada Granito Foliado; iv) Cordierita-Granada Leucogranito; v) Biotita Granito; e vi) Diabásio; além das coberturas cenozóicas.

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

A paragénese mineral principal observada para as rochas metamórficas (Gnaiss Migmatítico e Cordierita Granulito) é composta por Cordierita + Granada + Sillimanita + Hercinita + Biotita + Plagioclásio + Ortoclásio + Quartzo e indica condições de pico metamórfico em fácies granulito, a partir de um protólito paraderivado pelítico. A fácies granulito também é evidenciada pela grande quantidade de plagioclásio antiperitítico. As condições de pressão e temperatura foram altas suficientemente para sobrepujar o campo do metamorfismo, dando origem a extensos metatexitos (Gnaiss Migmatítico e Cordierita Granulito) e diatexitos (Granada-Biotita Granito Foliado e Cordierita Granada Leucogranito) em contexto de anatexia (fusão parcial). O regime de anatexia também é evidenciado a partir das microestruturas de fusão (melt) e simplectitas de biotita e quartzo. As condições de pressão sofreram decréscimo durante a formação das rochas da unidade Cordierita-Granada Leucogranito, evidenciado por coronas de sobrecrecimento de cordierita em granada.

Foram identificadas estruturas de natureza dúctil (bandamento composicional e por injeção, foliação metamórfica e dobramentos) e rúptil (falhas e fraturas), geradas em quatro eventos deformacionais: i) D1, de natureza dúctil e materializado pela foliação regional NE a NNW; ii) D2, de natureza dúctil e relacionado ao dobramento local da foliação metamórfica D1; iii) D3, caráter dúctil-rúptil, representado pela presença de fraturas e falhas preenchidas por intrusões graníticas tardias; e iv) D4, essencialmente rúptil, materializado pela formação e/ou reativação de planos de fraturas e intrusão de diques máficos da unidade Diabásio.

As estruturas rúpteis descritas no evento D4 são associadas ao Feixe de Lineamentos Colatina (Faixa Colatina), de direção NNW, que condiciona a intrusão de diques máficos da unidade Diabásio e atua como principal controlador da geomorfologia na região. Sua relação cogenética com a unidade Biotita Granito não é comprovada, uma vez que as foliações magmáticas do Biotita Granito não seguem apenas a direção do Feixe de Lineamentos Colatina.

Recomenda-se o mapeamento geológico de maior detalhe da região e em áreas adjacentes, com vistas ao adensamento do conhecimento geológico da região da Grande Vitória.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. P., WHITTINGON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in and Africa: Nutcracker during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** Precambrian Research, v(149), (43-64), 2006.

ALKMIM, F. F., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C.M., CRUZ S. C. P. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** Geonomos, v(15),(25-43), 2007.

BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M. C., FUCK, A. F. **From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage.** Episodes, China, Beijing, v(22), n.03, (155-166), 1999.

BRITO NEVES, B. B. **Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents.** Gondwana Research, v(5), n.01, (175-196), 2002.

CASTAÑEDA, C., PEDROSA-SOARES, A. C., BELÉM, J., GRADIM, D., DIAS, P.H.A., MEDEIROS, S.R., OLIVEIRA, L. **Folha Ecoporanga, SE-24-Y-A-III, escala 1:100.000: nota explicativa.** Programa Geologia do Brasil, CPRM/UFMG, Belo Horizonte, 2006.

CHANG, H. K., KOWSMAN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A. A. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – An overview.** Tectonophysics, v(213), (97-138), 1992.

CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A. **Tectonic Evolution of South America.** SBG, São Paulo, 854p, 2000.

FETTES D., DESMONS J. **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms.** Cambridge University Press, 256 p, 2007.

GRADIM, C. T., QUEIROGA, G. N., RONCATO, J. G., NOVO, T. A., PEDROSA-SOARES, A. C. **Mapa geológico da Folha Mantena 1:100.000.** Programa Geologia do Brasil, CPRM/UFMG, Belo Horizonte, 2005.

LIU, C. C. **A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do Landsat.** In: Simpósio de Geologia, 1, Anais, Rio de Janeiro, (164-168), 1987.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., CAMPOS, C.M., MEDEIROS, S.R. **Ages of Sedimentation of the Kinzigitic Complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data.** Revista Brasileira de Geociências, v(34), n.04, (587-592), 2004.

NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., SILVA, L. C., ALKMIM, F. F. **O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí.** Geonomosv(15), (17-23), 2007.

Novais, L.C.C., TEIXEIRA, L. B., NEVES, M. T., RODARTE, J.B. M., ALMEIDA, J.C.H., VALERIANO, C.M. **Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo.** Boletim Geociências Petrobrás, v(12), n(1), (191-194), 2004.

PEDROSA-SOARES, A. C., WIEDEMANN, C. M., FERNANDES, M. L. S., FARIA, L. F., FERREIRA, J. C. H. **Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: A model and pertinent questions.** Revista Brasileira de Geociências, v(29), n.01, (59-66), 1999.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN, C. M., PINTO C. P. **The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly.** Precambrian Research, v(110), (307-323), 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., GRADIM, C., BELÉM, J., RONCATO, J., NOVO, T., DIAS, P. H., GRADIM, D. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo.** Geonomos, v(14), (97-111), 2006.

ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DA REGIÃO DA GRANDE VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos, v(15), (1-16), 2007.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil**. DNPM, Brasília, 501p, 1984.

SILVA, J. M. R., LIMA, M. I. C., VERONESE, V. F., RIBEIRO JUNIOR, R. N., SIGA-JÚNIOR, O. **Geologia**. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SE-24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 1987.

STRECKEISEN, A. C. **To each plutonic rock its proper name**. Earth Sciences Review.v(12), (1-33), 1976.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M. **Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology**. Earth and Planetary Science Letters, v(121), (333-348), 1994.

VALENTE, S. C., ELLAM, R. L., MEIGHAN, I. G., FALLICK, A. E. **Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ**. In: Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, (471), 1998.

