



MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOLOGIA REGIONAL Volume 1



Organização
Fabrícia Benda de Oliveira/Rodson de Abreu Marques/Calvin Candotti

Organizadores
Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Calvin da Silva Candotti

Mapeamento Geológico e Geologia Regional

Volume 1

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)

M297 Mapeamento geológico e geologia regional v.1 [recurso eletrônico] /
organizadores, Fabricia Benda de Oliveira, Rodson de Abreu
Marques, Calvin da Silva Candotti ; Ilustração de Calvin da
Silva Candotti. - Dados eletrônicos. Alegre, ES : CAUFES,
2018.
100 p. : il.

Inclui bibliografia.

ISBN: 978-85-54343-04-0

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

1. Geociências. 2. Geologia estrutural. I. Oliveira, Fabricia
Benda de, 1978-. II. Marques, Rodson de Abreu, 1985-. III.
Candotti, Calvin da Silva, 1989-.

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
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 6 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Geologia Regional e Mapeamento Geológico dos estados do ES e RJ, onde foram estudados os terrenos cristalinos que estão inseridos nos contextos das Faixas Araçuai 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. Professora Adjunta do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: fabricia.oliveira@ufes.br

Rodson de Abreu Marques. Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: rodson.marques@ufes.br

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

LISTA DE AUTORES

Allison Augusto Gonçalves de Freitas
Ariadne Verônica Andrade Rossi
Beatriz Paschoal Duarte
Camila Cardoso Nogueira
Edgar Batista de Medeiros Júnior
Fabricia Benda de Oliveira
Fernanda Setta Duarte
Guilherme Loriato Potratz
Guilherme Rodrigues Marangon
Herick Moulim de Moraes Storch Ribeiro
José Antonio Lima Brandão
Júlia Lugon Pontes
Karoliny Gusso Conte
Lilian Gabriella Batista Gonçalves de Freitas
Luiz Filipe Mardegan Games
Marcelo Henrique Gonçalves de Freitas
Matheus Amador Nicchio
Rafael Carlos Moura Santana
Rayane Monteiro Ferreira
Roberto Sacks Campos
Rodson de Abreu Marques
Tamires Firmino Ribeiro
Viviane Ramos Neves Nunes

SUMÁRIO

Capítulo 1	9
GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO – ES.....	9
<i>Ariadne Verônica Andrade Rossi, Rodson de Abreu Marques, Rafael Carlos Moura Santana.....</i>	9
Capítulo 2	21
MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VÁRZEA ALEGRE - ES, NA ESCALA DE 1:50.000	21
<i>Guilherme Loriato Potratz, Rodson de Abreu Marques, Camila Cardoso Nogueira ...</i>	21
Capítulo 3	35
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ	35
<i>Karoliny Gusso Conte, Rodson de Abreu Marques, Beatriz Paschoal Duarte, Herick Moulim de Moraes Storch Ribeiro, Tamires Firmino Ribeiro, Júlia Lugon Pontes, José Antonio Lima Brandão</i>	35
Capítulo 4	49
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA – ES.....	49
<i>Luiz Filipe Mardegan Games, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Rodson de Abreu Marques, Viviane Ramos Neves Nunes</i>	49
Capítulo 5	69
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORÁVEL À REALOCUÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO.....	69
<i>Marcelo Henrique Gonçalves de Freitas, Fabricia Benda de Oliveira, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Rodson de Abreu Marques, Allison Augusto Gonçalves de Freitas, Lilian Gabriella Batista Gonçalves de Freitas, Rayane Monteiro Ferreira</i>	69
Capítulo 6	87
MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO.....	87
<i>Matheus Amador Nicchio, Rodson de Abreu Marques, Roberto Sacks de Campos, Guilherme Rodrigues Marangon, Fernanda Setta Duarte</i>	87

Capítulo 1

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO – ES

Ariadne Verônica Andrade Rossi¹, Rodson de Abreu Marques², Rafael Carlos Moura Santana²

RESUMO. A área alvo situa-se nas proximidades de São José do Calçado- ES e está inserida no contexto tectônico no limite das Faixas Ribeira e Araçuaí. Os dados foram obtidos através de métodos específicos desenvolvidos nas etapas pré-campo, campo e pós-campo. O mapa geológico e as análises resultantes deste trabalho registraram de uma forma mais detalhada as características de rochas gnáissicas e migmatíticas encontradas na região, possibilitando comparações com as unidades e estruturas registradas em outros trabalhos. As unidades possuem *trend* estrutural NE, semelhante ao *trend* da Faixa Ribeira. A foliação metamórfica e milonítica ocorrem com direção preferencial NE, e altos ângulos de mergulho para SE, por vezes para NW. Já os indicadores cinemáticos (porfiroclastos de feldspato rotacionados, dobras de arraste e pares de foliação S/C) mostram que a cinemática da área é predominantemente dextral. As observações em campo permitem observar dois tipos de metamorfismo na região: o Regional e o Dinâmico, sendo que a formação e ocorrência dos respectivos tipos puderam ser analisados e interpretados.

PALAVRAS-CHAVE. Estrutural, Mapeamento geológico de semidetalhe, Metamorfismo, Rochas gnáissicas e Migmatíticas

INTRODUÇÃO

O Sul do Estado do Espírito Santo é caracterizado pela ocorrência de rochas de alto grau metamórfico, como rochas metapelíticas, granitoides ortodervados, granitoides diatexíticos, mármores e anfibolitos associados.

Muitas destas litologias registram estruturas inerentes a uma deformação, muitas vezes, intensa, caracterizadas por dobras, foliações e até mesmo produtos de zonas de cisalhamento.

Mapeamentos posteriores cartografaram a área de interesse, porém, novos estudos como este, podem conferir novas informações e propor a subdivisão das áreas previamente mapeadas, em termos faciológicos e estruturais.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada abrange a região próxima da Serra do Jaspe, no município de São José do Calçado, estado do Espírito Santo.

¹ Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais –

Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG

**² Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS – UFES)
– Alegre, ES, Brasil**

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO - ES

O principal acesso à área de estudo, a partir da capital do Espírito Santo (ES), Vitória, se dá pelas rodovias BR -101, ES- 297, BR - 484, estrada do Jaspe e estradas vicinais próximas a área.

GEOLOGIA REGIONAL

De forma mais abrangente, a área de estudo insere-se no contexto da Província Mantiqueira. Esta, por sua vez, é considerada como um sistema orogênico de idade Neoproterozóica, que ocorre do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, e constituído pelos orógenos Araçuai, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et al., 2004).

A Província Mantiqueira foi definida por Almeida et al. (1977, 1981), como uma faixa paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, com direção NE-SW e mais de 3.000 km de comprimento, fazendo limite com algumas províncias importantes como São Francisco e Tocantins.

De acordo com Heilbron et al. (2004), a Província Mantiqueira pode ser subdividida em três segmentos geográficos: Segmento Setentrional, que corresponde ao Orógeno Araçuai; Segmento Central, que engloba a Faixa Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; Segmento Meridional, que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

O processo orogenético se deu de forma diacrônica na Província Mantiqueira, isto é, em períodos de tempo similares ocorreram diferentes estágios de evolução nos vários segmentos de um mesmo sistema. Neste caso, a Orogenia Brasileira (de 880 a 580 Ma), responsável pela amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental, foi o período diacrônico que gerou a estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (HEILBRON et al., 2004).

A Província Mantiqueira é constituída, portanto, de rochas do embasamento, principalmente orto- e paragneissopaleoproterozóicos (com ocorrências de rochas arqueanas), e de rochas supracrustaispaleoproterozóicas a neoproterozóicas, as quais foram intrudidas por corpos plutônicos pré-, sin- e pós-colisionais durante a colagem orogênica brasileira (HACKSPACHER et al., 2003).

Orógeno Araçuai

Os primeiros trabalhos que caracterizaram o Orógeno Araçuai foram elaborados por Fernando Flávio Marques de Almeida, em 1977 e foi definida pelo autor como um cinturão orogênico brasileiro.

O Orógeno Araçuai está localizado na margem sudeste do Cráton do São Francisco, e constitui a leste, parte integrante do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental.

Em relação à evolução orogênica deste sistema, Porada (1989) e Pedrosa-Soares et al. (1992) realizaram estudos importantes que avançaram no sentido de elucidar como este foi formado. Alkmim et al. (2006) propuseram então, o modelo da tectônica “quebra-nozes”, que embasou o entendimento do processo de separação do paleocontinente Gondwana Ocidental.

Segundo a teoria de Alkmim et al. (2006), um Ciclo de Wilson teria se iniciado com o *rift* Macaúbas, o qual foi interrompido por eventos tectônicos de grandes magnitudes, antes da separação total do supercontinente Rodínia. Assim, o mecanismo de fechamento da bacia Macaúbas teria se dado de maneira diferente, como um “quebra-nozes”, resultado da colisão das paleoplacas São Francisco-Congo, Amazônia, Paraná-Paranapanema- Rio de La Plata e

Kalahari, culminando na formação do Gondwana Ocidental. O choque de placas das margens opostas à bacia teria sido o mecanismo responsável pelo início do fechamento do pequeno oceano, que deu origem ao Orógeno Araçuai

A partir da base definida por Pedrosa-Soares et al. (2007), a litoestratigrafia do orógeno é caracterizada como possuindo unidades Neoproterozóicas e Cambrianas, classificadas como: Suíte Pedro Lessa, Corpos Metamáfico-ultramáficos de Ipanema, Suíte Salto da Divisa, Grupo Macaúbas Proximal, Formação Ribeirão da Folha, Grupo Macaúbas Superior, Complexos Paragnáissicos (Jequitinhonha, Nova Venécia e Indiviso), Grupo Rio Doce, Grupo Andrelândia, Formação Salinas, Formação Capelinha e Suítes G1, G2, G3, G4 e G5.

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) subdividem ainda a granitogênese do Orógeno de acordo com seus estágios orogênicos em: pré-colisional (630-580 Ma– Suíte G1), sin-colisional (580-560 Ma– Suíte G2), tardi a pós-colisional (560-530 Ma – Suíte G3) e pós-colisional (530-490 Ma– Suítes G4 e G5).

Para este trabalho, enfatiza-se o estágio pré-colisional, no qual ocorreu a edificação do arco magmático cálcio-alcalino, correspondente à suíte G1. Esta por sua vez, é composta por tonalitos, granodioritos, dioritos subordinados e enclaves máficos (HEILBRON et al. 2004), contendo xenólitos de rochas metassedimentares, considerada como um granitóide do tipo- I (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000, e PEDROSA-SOARES et al., 2007). Enfatiza-se ainda o período entre os estágios pré- e sin- colisional, no qual ocorreu a sedimentação em bacia de retroarco dos protólitos do complexo paragnássico, correspondentes aos gnaisses peraluminosos e seus termos menos aluminosos, com intercalações de grafita gnaiss, quartzito e rocha cálciossilicática (HEILBRON et al., 2004).

FAIXA RIBEIRA

A Faixa Ribeira foi descrita primeiramente por Almeida et al. (1973), e de acordo com Heilbron et al. (2004), encontra-se inserida no Segmento Central da Província Mantiqueira, juntamente com a Zona de Interferência com a Faixa Brasília

Devido a ausência de limites incisivos entre os orógenos Araçuai e Ribeira, opta-se por estabelecer o paralelo 21° S para separá-los devido a questões estruturais. Dessa forma, como a área de estudo se localiza abaixo deste paralelo, neste trabalho, é adotado o contexto da Faixa Ribeira, na sua porção setentrional.

A Faixa Ribeira resultou da colisão entre os paleocontinentes São Francisco– Congo e a porção ocidental do Cráton da Angola, junto com outras microplacas (HEILBRON et al., 2008). A edificação do cinturão está relacionada ao primeiro dos três importantes episódios tectônicos da região sudeste. Esse primeiro episódio ocorreu entre o Neoproterozóico e o Cambriano, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Já o segundo e o terceiro eventos estão associados, respectivamente, à ruptura do supercontinente e à reativação tectônica da margem sudeste brasileira, junto ao magmatismo de caráter alcalino (DUARTE et al., 2012).

A compartimentação da Faixa Ribeira compreende quatro terrenos tectono- estatigráficos, seguindo o modelo de Howell (1995). Os quatro terrenos tectono- estatigráficos da Faixa Ribeira foram gerados durante as diversas etapas de convergência brasileira, e se encontram imbricados para NW/W em direção ao Cráton do São Francisco, denominados como Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al., 2004; TUPINAMBÁ et al., 2007; DUARTE et al., 2012).

A amalgamação dos três primeiros terrenos ocorreu entre 605 e 570 Ma. Já o Terreno Cabo Frio, só foi acrescido no final da colagem orogênica, entre 530-510 Ma (MACHADO et al., 1996, apud DUARTE et al., 2012; SCHMITT et al., 2004, apud DUARTE et al., 2012). O Terreno Ocidental corresponde à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO - ES

Oriental à placa superior, onde se deu a formação do arco magmático responsável pela colisão Arco/ Continente.

Por fim, aborda-se com maior ênfase o Terreno Oriental, pois nele se insere a área de estudo (mais especificamente no Domínio Cambuci). É composto por três escamas, que da base para o topo seguindo uma seção NW–SE correspondem ao: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Domínio Italva (DUARTE et al., 2012).

O Domínio Cambuci é composto por uma sequência de rochas metavulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana, pelo conjunto de rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia, e por charnockitos/granulitoscharnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso (DUARTE et al., 2012).

O Domínio Costeiro é constituído por paragneisses com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, e ortognaisses de composição tonalítica a granítica com enclaves dioríticos e gabróicos (Complexo Rio Negro). Já o Domínio Italva engloba uma sucessão metavulcanossedimentar de fácies anfibolito alto, com rochas de protólitoscarbonáticos depositados em margem passiva ou em bacia retro-arco (DUARTE et al., 2012).

GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO DA REGIÃO

Com relação à geologia estrutural, são registradas quatro fases de deformação presentes na Faixa Ribeira, relacionadas a dois grandes eventos principais (Heilbron et al., 2000).

Segundo Heilbron et al (2000), as fases D1 e D2 compõem a deformação principal, e fazem parte de um primeiro evento que desenvolveu a foliação principal, durante a amalgamação dos Terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul. Ainda segundo os mesmos, as fases D3 e D4, foram geradas em um evento de deformação tardia, que redobrou a xistosidade principal e desenvolveu as zonas de cisalhamento sub-verticais.

Já em relação ao metamorfismo, ele ocorre na região em três eventos distintos: M1, que corresponde ao evento mais antigo; M2, correspondente ao evento mais importante, pois sua evolução é contemporânea à tectônica de empurrões e ao processo anatético na fase sin-colisional; e M3, presente nas rochas metassedimentares e granitóides /charnockitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro (DUARTE et al., 2012).

METODOLOGIA

A etapa pré-campo consistiu primeiramente na elaboração de uma base cartográfica em ambiente de SIG (Sistema de Informação Geográfica). Utilizaram-se a Folha Bom Jesus do Itabapoana (SF-24-G-I-2) como base cartográfica, *datum* Córrego Alegre com escala ajustada para 1:25000 ortofoto de São José do Calçado –ES também com escala 1:25000 e mapa de relevo sombreado da região na escala 1:100000 com resolução espacial redefinida para 10 metros. A etapa de campo foi realizada nos meses de março e abril de 2014. Foram analisadas as respectivas estruturas encontradas na área. Atitudes, direções de mergulho dos planos e lineações foram determinadas de forma que, após a identificação e medição, estas foram correlacionadas com as demais, e plotadas no mapa.

Nesta etapa foi possível definir e caracterizar a geologia estrutural, a partir de programas específicos, identificar a cinemática da área e comparar os resultados deste trabalho com outros trabalhos realizados na região.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

GEOLOGIA LOCAL

Em geral, todas as unidades seguem um *trend* com direção NE, semelhante à disposição dos lineamentos (cristas e vales) e da Zona de Cisalhamento a sudeste da área. As litologias ocorrem em áreas com características marcantes.

As unidades mapeáveis na área alvo foram determinadas como: Gnaiss Protomilonítico Migmatítico; Granada-Biotita Gnaiss; Biotita Gnaiss, com bandamento mais regular; Unidade Heterogênea; Unidade Migmatítica Diatexítica associada a leucogranitos e leucocharnocktoides (Figura 1).

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural da área de estudo foi realizada em escala de afloramento (mesoescala) e foi levado em consideração a geometria das estruturas, a distribuição espacial e os indicadores cinemáticos encontrados.

Podem-se caracterizar as estruturas observadas em campo como estruturas de deformação (secundárias) com trama planar, desenvolvidas em regime dúctil e/ou rúptil. Dentre elas destaca-se a foliação metamórfica, o bandamento gnáissico e a foliação milonítica. Incluem-se ainda falhas, fraturas e boudins (trama linear) que ocorrem com menos frequência.

O bandamento gnáissico, em geral, acompanha a foliação metamórfica ao longo da área, e além disso, pode-se observar a foliação milonítica associada principalmente às rochas da unidade Gnaiss Migmatítico Protomilonítico. Esta foliação milonítica teve registrado o seu *trend* estrutural NE, e mergulhos altos para NW e SE.

Em relação à deformação dúctil, feições importantes como dobras irregulares, que ocorrem principalmente nas rochas da Unidade Heterogênea e Migmatítica Diatexítica, e indicadores cinemáticos S/C em porfiroclastos de feldspato com aparente movimento dextral.

Pequenas estruturas rúpteis ainda podem ser observadas, porém, não são tão abundantes na área de estudo. Muito embora, quando ocorrem, são encontradas dentro de lentes félsicas ou máficas.

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO - ES

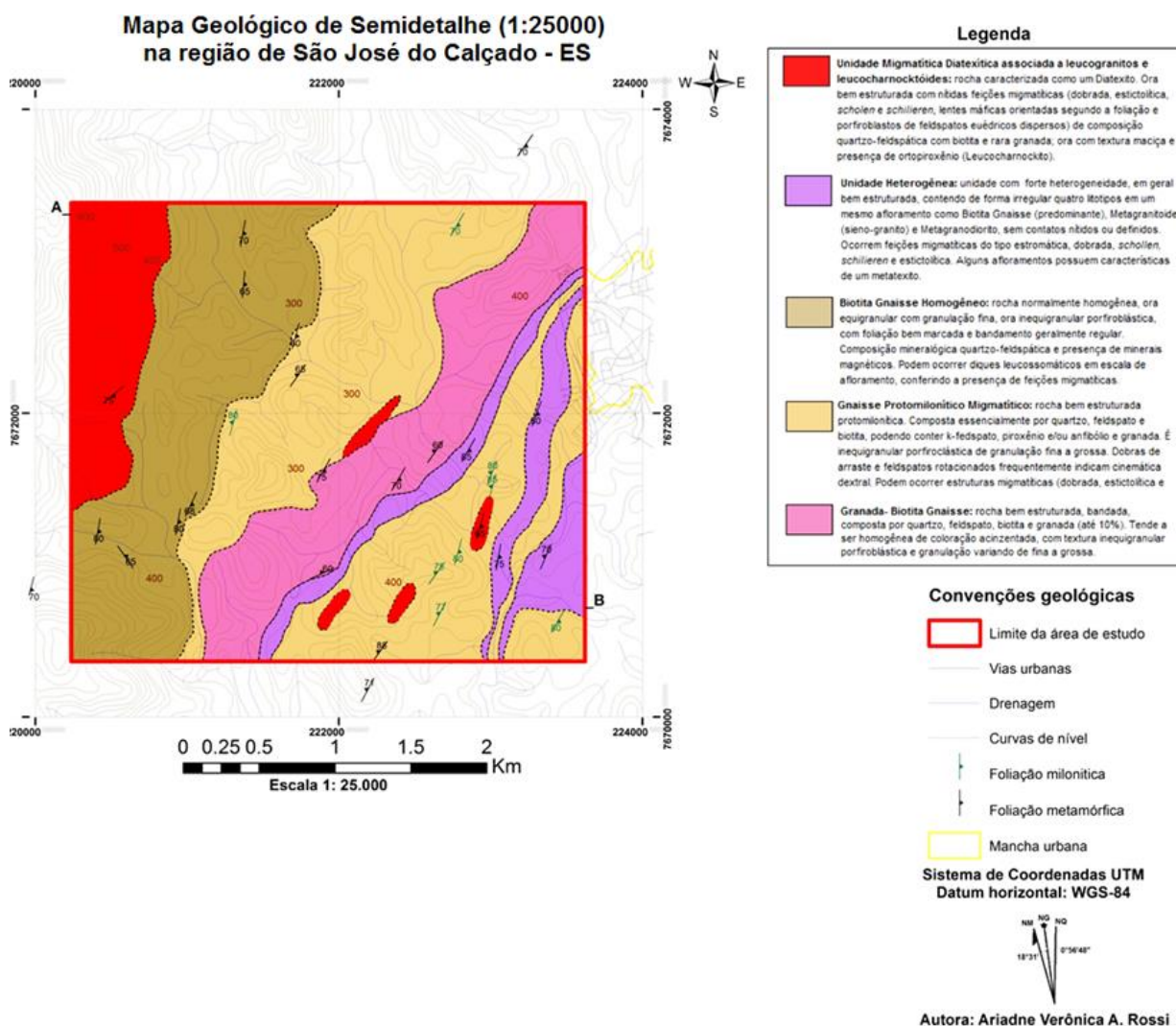


Figura 1: Mapa Geológico da região de São José do Calçado – ES.

Fonte: Os Autores.

Gráficos e Estereogramas

Com a análise regional realizada através do mapa de lineamentos, gerou-se um diagrama de rosetas (figura 2) com direção preferencial das estruturas. Este confirmou o *trend* regional da área para NE, entre 40° e 50°.

METAMORFISMO

É possível presumir dois tipos de metamorfismo presente na região: o metamorfismo regional, observado a partir de estruturas, texturas, conteúdo mineral (este último poderia até explicar o grau metamórfico) e feições migmatíticas; e o metamorfismo dinâmico, observado através das estruturas, principalmente de rochas protomiloníticas, e da presença de uma zona de cisalhamento próxima da área mapeada.

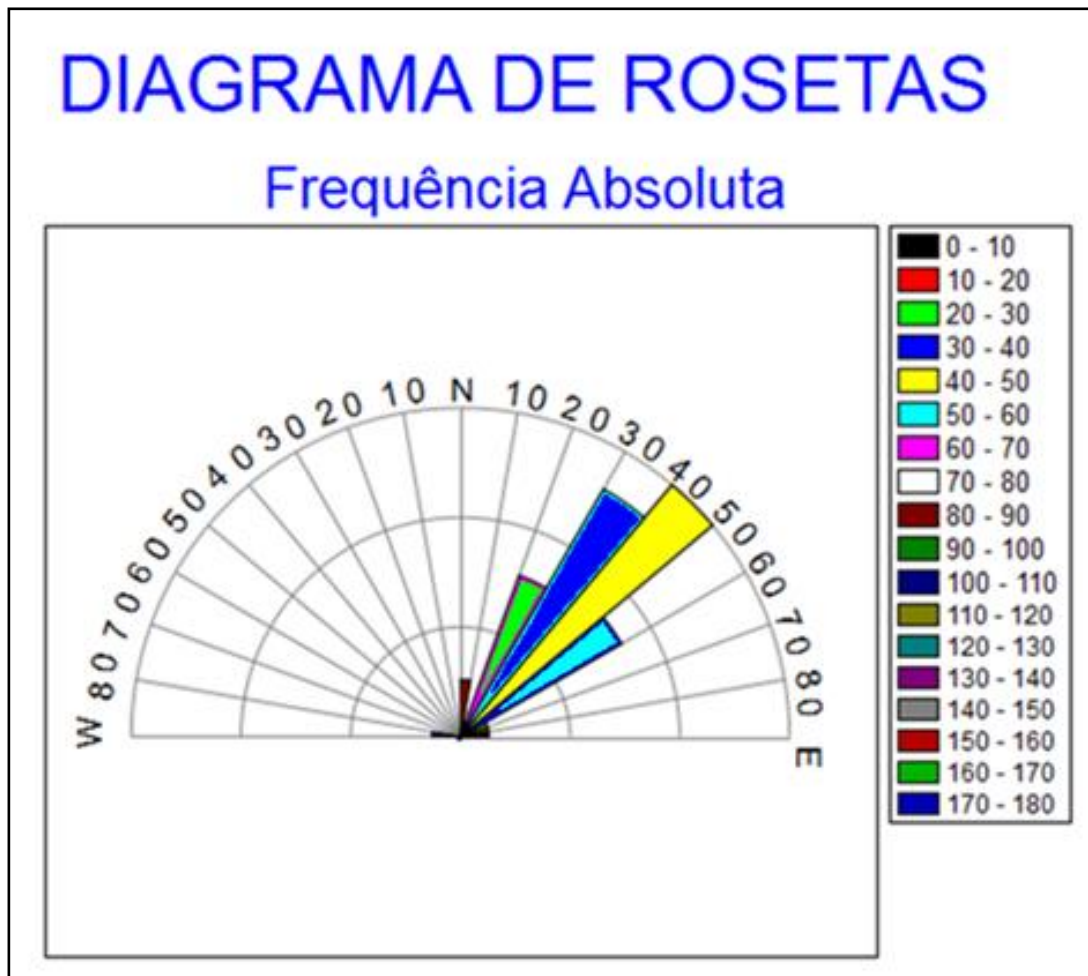


Figura 2. Diagrama de rosetas gerado através do mapa pelo software Spring 5.1, revela que as estruturas mais expressivas, em sua maioria, possui um *trend* para NE, entre 40° e 50°.

O perfil geológico traçado através do mapa neste trabalho (Figura 3) permite visualizar o alto ângulo de mergulho das rochas, incluindo as lentes da Unidade MigmatíticaDiatexítica, e sua direção preferencial para SE. Inferiu-se ainda uma dobra assimétrica de grande escala, com plano axial paralelo à foliação e vergência para NW.

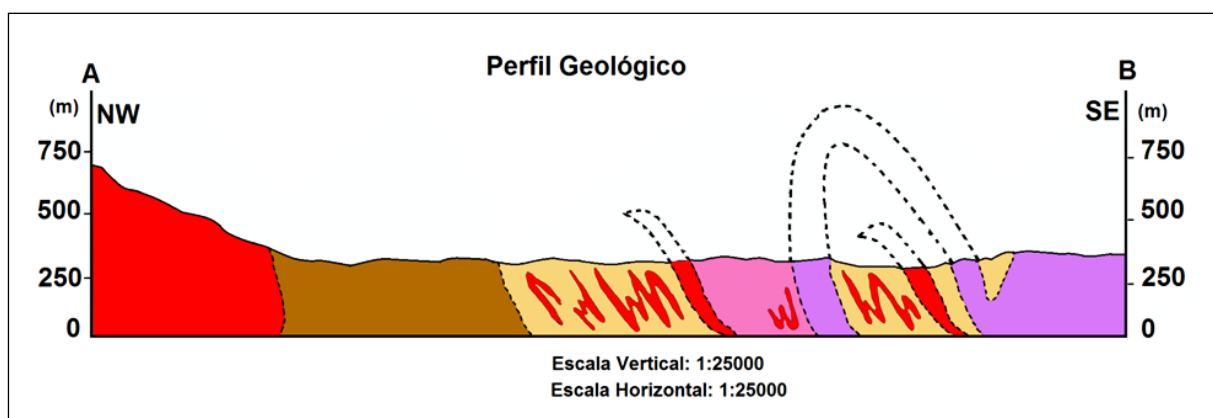


Figura 3. Perfil Geológico confeccionado neste trabalho, onde visualiza-se o alto ângulo de mergulho das rochas e sua direção preferencial para SE, além de uma dobra assimétrica de grande escala, com plano axial paralelo à foliação e vergência para NW.

Fonte: Os autores

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO - ES

Processos de Migmatização

Na área mapeada, é possível encontrar estruturas migmatíticas em várias unidades. O Gnaiss ProtomiloníticoMigmatítico, foi assim caracterizado por apresentar texturas migmatíticas em meio às estruturas miloníticas, porções leucossomáticas deformadas. A Unidade Heterogênea mostra características mais metatexíticas, com menor grau de fusão parcial. Já a Unidade MigmatíticaDiatexítica, constituída essencialmente por migmatitos, possui alguns afloramentos onde é possível se distinguir porções de melanossoma de leucossomae em outros, a intensa anatexia deu origem a rochas homogêneas semelhante a uma rocha ígnea, podendo conter ortopiroxênio em sua composição, classificadas como leucogranito/leucocharnockito.

Metamorfismo Regional

O metamorfismo regional da área foi caracterizado através da identificação de pelas feições (texturas e estruturas) observadas em afloramentos e da paragênese mineral das rochas encontradas.

Como as unidades mapeadas consistem basicamente em gnaisses (por vezes migmatíticos), destacam-se a foliação e o bandamento metamórfico associados à textura e associações minerais estáveis, como características importantes para se definir o processo de metamorfismo regional na área.

Para a interpretação do grau metamórfico das rochas observadas, enfatizam-se as texturas migmatíticas (schollen, schillieren, dobrada, estictiolítica, dobras pitgmáticas, entre outras) observadas em campo

Através da mineralogia, estruturas e feições migmatíticas, portanto, é possível presumir, de forma geral, que o metamorfismo das rochas na área tenha ocorrido sob condições termais intensas, podendo caracterizá-lo como de alto grau com pico metamórfico na fácies granulito.

Metamorfismo Dinâmico

O metamorfismo dinâmico ocorrido na área de estudo é caracterizado principalmente pelas estruturas, dentre elas a foliação milonítica encontrada nas rochas em campo. O metamorfismo dinâmico ocorre de forma mais intensa na unidade Gnaiss ProtomiloníticoMigmatítico, onde a foliação milonítica constitui a foliação principal.

O mapa de relevo sombreado, gerado neste trabalho, mostra uma extensa zona de cisalhamento, localizada abaixo da área de estudo, que se prolonga por toda a região com direção NE. Observa-se que as rochas mais milonitizadas se localizam na porção inferior da área, mais próximas a esta grande estrutura.

O alto ângulo de mergulho da foliação milonítica, também evidencia a sua influência nestas rochas. É possível presumir que esta zona de cisalhamento possa ter influência em rochas mais distantes do lineamento principal, porém com menor intensidade. Por isso, apenas uma foliação milonítica pôde ser observada na área de estudo.

A deformação dúctil-rúptil pode estar associada a uma zona de cisalhamento sub-vertical com cinemática dextral. Segundo Heilbron et al. (2000), este tipo de deformação é característica de um evento de tardio (pós-colisional), ocorrido na Faixa Ribeira. É caracterizada como uma deformação D3

O metamorfismo dinâmico, portanto, pode ser considerado concomitante à anatexia ou posterior à fase de deformação principal, com comportamento dúctil-rútil, pois as rochas mapeadas apresentam feições miloníticas e migmatíticas associadas

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como descrito em um tópico anterior, o metamorfismo regional da área estudada pode ser interpretado como de fácies granulito, principalmente pela presença de rochas anatéticas. É possível ainda relacionar a foliação metamórfica e o bandamento gnáissico observados em campo, com as fases de deformação principal do orógeno D1+D2, que segundo Heilbron et al. (2004) foram desenvolvidas durante a amalgamação dos Terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul.

As feições miloníticas observadas indicam o metamorfismo dinâmico com comportamento dúctil e/ou rúptil nas rochas mapeadas, que ocorre principalmente pela presença de uma zona de cisalhamento na região.

Uma escala de maior detalhe permitiu cartografar cinco unidades diferentes, utilizando como critério o mapeamento faciológico, a petrografia macroscópica, as estruturas e feições vistas em campo. Já o mapa de Duarte et al. (2012) apresenta somente três unidades, pois sua metodologia agrupa mais de um litotipo mapeado em suítes, complexos ou grupos.

Outra diferença entre os mapas está relacionada às estruturas rúpteis. No mapa de Duarte et al. (2012) foram cartografadas duas grandes falhas ou fraturas com direção NW-SE, uma a nordeste e outra a sudoeste da área, que não foram encontradas em campo de forma clara, portanto não registradas no mapa geológico apresentado neste trabalho.

O *trend* estrutural geral e a disposição das unidades mapeadas possuem uma certa semelhança nos dois mapas.

Fazendo uma comparação direta entre as classificações, a unidade Heterogênea com composição quartzo-feldspática e por apresentar litotipos variados dispostos de forma irregular dentro de um mesmo afloramento (metatexito) e a unidade Biotita Gnaiss Homogêneo, com a mineralogia semelhante, porém com estruturas mais homogêneas e menor quantidade de porções anatéticas, podem ser correlacionados ao Complexo Serra da Bolívia (NP3γ1sb) de Duarte et al. (2012). A unidade Granada-Biotita Gnaiss e a unidade Gnaiss ProtomiloníticoMigmatítico podem ser agrupadas e correlacionadas a unidade Bom Jesus do Itabapoana, dentro do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (NPbjgn) do trabalho de Duarte et al. (2012), sendo descritas como uma sequência metavulcanosedimentar de fácies anfibolito alto a granulito.

Como as unidades Gnaiss ProtomiloníticoMigmatítico e do Granada-Biotita Gnaiss foram correlacionadas a sequências metavulcanosedimentares, interpreta-se então que a Unidade MigmatíticaDiatexítica é resultado da anatexia destas duas unidades, a qual gerou rochas anatéticas homogêneas com cristalização de ortopiroxênio (leucocharnockito).

Assim, pode-se associar a Unidade MigmatíticaDiatexítica à Suíte São João do Paraíso (NP3γ2spck) de Duarte et al. (2012). De acordo com Tupinambá et al. (2007), a Suíte São João do Paraíso está relacionada a uma granitogênese do tipo S, cristalizada a partir do magma gerado pela fusão parcial das rochas (paraderivadas) do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

CONCLUSÃO

O mapeamento geológico realizado neste trabalho permitiu classificar e subdividir, em termos faciológicos e litológicos, as unidades litoestratigráficas já cartografadas na região. Também possibilitou realizar comparações e correlações com as unidades e estruturas registradas no trabalho de Duarte et al. (2012).

As unidades mapeadas foram classificadas como: Gnaiss ProtomiloníticoMigmatítico, no qual a foliação milonítica bem marcada é a principal característica; Granada-Biotita Gnaiss, com maior quantidade de granada e granulação geralmente mais grossa; Biotita Gnaiss, com bandamento mais regular e presença de minerais magnéticos; Unidade Heterogênea, assim denominada por ser bastante heterogênea (com até quatro litotipos em um

GEOLOGIA ESTRUTURAL NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO CALÇADO - ES

mesmo afloramento) e conter feições migmatíticas características de um metatexito; Unidade MigmatíticaDiatexítica associada a leucogranitos e leucocharnocktóides, ora bem estruturada com nítidas feições migmatíticas, ora com textura maciça e presença de ortopiroxênio.

Estas unidades possuem trend estrutural NE, semelhante ao trend da Faixa Ribeira. A foliação metamórfica e protomilonítica ocorrem com direção preferencial NE, e altos ângulos de mergulho para SE, por vezes para NW, e os indicadores cinemáticos (porfiroclastos de feldspato rotacionados, dobras de arraste e pares de foliação S/C) mostram que a cinemática da área é predominantemente dextral

Ocorrem dois tipos de metamorfismo na região: o metamorfismo regional, o qual pode ter ocorrido sob condições termais intensas, possibilitando o aparecimento de porções anetécicas vistas em campo; e o Dinâmico, que pode ter ocorrido concomitante ou posterior ao metamorfismo Regional, determinado através das estruturas como foliação milonítica e indicadores cinemáticos, o qual evidencia uma deformação dúctil-rúptil, gerada pela influência de uma zona de cisalhamento dextral a sudeste da área mapeada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA- SOARES, A.C.; CRUZ, S.; PERES, G.G.; CRUZ, S.C.P.; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** PrecambrianResearch. n.149, p. 43-64. 2006.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. **The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River.** In: NAIRN, A. E. M.; STILLE, F. G. (Ed.). The ocean basin and margins. New York: Plenum, 1973. v. 1, p. 411-446.

ALMEIDA, F.F.M. DE, HASUI, Y., NEVES, B.B.B. & FUCK, R.A. **Províncias estruturais brasileiras.** In: Simpósio Geologia do Nordeste 8, Campina Grande, 1977. Anais do... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 363-391.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **BrazilianStructuralProvinces: an introduction.** Earth Science Review, 1981, 17:1-19.

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

HACKSPACHER, P. C. et al. **Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisionalna aglutinação do Gondwana Ocidental.** Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, 2014

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; MOHIAK, W.; MILANI, E. **From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil.** In: Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, v. 115, p. 1-34.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Org.) **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 647p.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M., SIGA; O., TROUW, R. **Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions**. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J, BRITO NEVES; B.B., DE WIT M.J. (Eds). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. The Geological Society Special Publication. 2008. v.294, p.211 -237.

HOWELL, D. G. **Principles of Terrane Analysis: new applications for global tectonism**. London: Chapman & Hall, 1995. 245 p.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS Jr., O.H. **Towards a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) Belt**. Journal of South America Earth Science, 1992. v.6, n.1-2, p.33-47.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.), Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. p. 265-285.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M., ALKIMIM F.F.; SILVA, L. C., BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida**. Revista Geonomos, 2007. V. 15, n- 2, p 1-16.

PORADA, H. **Pan- African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil**. Precambrian Research, 1989. v.44, n.2, p.103-136.

ROSSI, A.V.A. **Mapeamento geológico de semidetalle (1:25000) na região de São José do Calçado – ES**. Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Espírito Santo. 107p. 2014.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDIKA, I. **Geologia da Orógeno Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Orógeno Araçuaí**. In: Revista Geonomos, 2007. v.15, n 1, p. 67-79.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDIKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. **Arquitetura de plútons zonados da Orógeno Araçuaí-Ribeira**. In: Revista Geonomos, 2000. v. 8, n. 1, p. 25-38

Capítulo 2

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VÁRZEA ALEGRE - ES, NA ESCALA DE 1:50.000

Guilherme Loriato Potratz^{1, 2}, Rodson de Abreu Marques³, Camila Cardoso Nogueira⁴

RESUMO. O complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) está inserido na região geográfica que compreende os municípios de Santa Teresa, Itarana, Itaguaçu e São Roque do Canaã, no estado do Espírito Santo, abrangendo uma área de aproximadamente 150 km². O CIVA, assim como outros complexos intrusivos alojados ao longo do estado do Espírito Santo (e.g. Maciço Santa Angélica, Maciço Venda Nova, Complexo Intrusivo Mimoso do Sul), é representante do magmatismo pós-colisional que se instalou no orógeno Arçuaí, denominado por Pedrosa-Soares et al. (2001) de supersuíte G5. As fácies petrográficas mapeadas nesta região foram definidas com base nas características mineralógicas, texturais e extruturais observadas em amostra de mão e em campo, sendo individualizadas 11 fácies, que demonstram a complexidade deste corpo ígneo, sendo elas: Charnockito, Opx Gabro, Quartzo Diorito, Enderbitito, Granito Foliado, Granito Porfirítico, Biotita Granito Porfirítico, Granada Granito Porfirítico, Leucogranito e Intrusivas, Rocha Híbrida, Intrusivas Graníticas Tardias. A fácies Rocha Híbrida representa os processos de mistura química (mixing) e mecânica (mingling) que ocorrem devido ao magmatismo bimodal característico do estágio pós-orogênico, sendo também identificada nos demais complexos intrusivos pós colisionais do orógeno Araçuaí. As feições de tais processos foram identificadas em análises macroscópicas e em lâmina delgada. O contraste entre rochas máficas e félsicas no mesmo corpo intrusivo é refletido na geomorfologia, que exhibe regiões elevadas nas bordas e arrasadas no centro.

PALAVRAS-CHAVE: Fácies ígneas, Mistura de magmas, Complexo Intrusivo.

INTRODUÇÃO

O magmatismo do período pós-colisional (530 - 490 Ma) relacionado a orogênese Brasileira-Panafricana, que deu origem ao orógeno Araçuaí (ALKMIM et al., 2006; ALKMIM et al., 2007 e PEDROSA-SOARES et al., 2007), é marcado por diversos complexos intrusivos localizados ao longo do território do estado do Espírito Santo. Tais complexos apresentam evidências marcantes de misturas de magmas que lhes conferem características texturais e petrográficas particulares e os distinguem de muitos corpos intrusivos.

¹ Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, RJ, Brasil

² Programa de Pós-graduação em Geologia do Quaternário, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil

³ Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo, CCENS, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, Brasil

⁴ Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, RJ, Brasil

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA), assim denominado por Wiedemann-Leonardos et al. (2000), é representante do arco magmático tardi-brasiliano que se instalou no orógeno Araçuai. Segundo Mendes et al. (1997) e Wiedmann-Leonardos et al. (2000) este maciço está encaixado em paragneisses e ortogneisses, apresentando zonamento inverso, exibindo um domínio interno com gabros, dioritos, quartzodioritos e monzodioritos, além de granitos megaporfíricos. Este conjunto de rochas é circundado pelo domínio externo onde predominam rochas charnockitoides (MENDES et al., 1997). O centro da intrusão encontra-se intensamente arrasado pelo intemperismo, apresentando grandes planícies e pequenos morrotes, enquanto as bordas exibem pontões rochosos elevados, gerando assim um forte contraste no relevo local.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) está localizado no interior do estado do Espírito Santo, situado entre os municípios de Santa Teresa, Itarana, São Roque do Canaã e Itaguaçu (figura 1A). O acesso ao CIVA pode ser feito, partindo de Vitória, através das rodovias BR-101 norte, ES-080, ES-260, ES-261 e ES-355 (figura 1B).

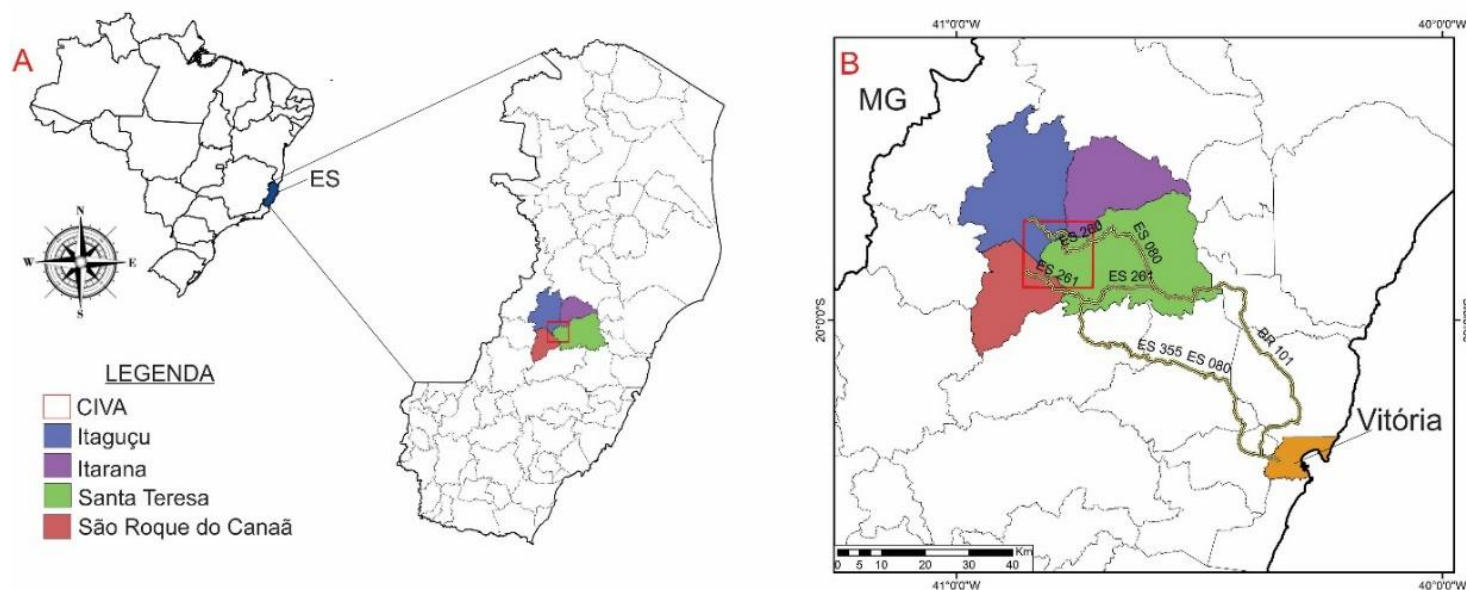


Figura 1: Mapa de localização do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA), situado no interior do estado do Espírito Santo (A). Em B são apresentadas as vias de acesso ao CIVA. Fonte: Geobases.

GEOLOGIA REGIONAL

O CIVA está inserido no segmento setentrional da Província Mantiqueira, denominado de Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001). Este complexo intrusivo faz parte de uma série de corpos ígneos plutônicos, indeformados, que se originaram no estágio de colapso gravitacional deste orógeno, denominado supersuíte G5 (PEDROSA-SOARES et al., 2001).

O Orógeno Araçuaí é uma faixa de dobramentos Neoproterozóica que limita, a sul e a sudeste, o Cráton do São Francisco. Atualmente define-se como Orógeno Araçuaí o segmento brasileiro do sistema orogênico Araçuaí-Congo Ocidental, situado na grande reentrância limitada pelos crátons do São Francisco e do Congo, edificados durante o Neoproterozóico-Cambriano (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Este orógeno pode ser compartimentado, de maneira mais ampla, na faixa de dobramentos e, a leste dela, o núcleo cristalino, também denominado de núcleo metamórfico-anatético, no qual se encontra a supersuíte G5 (ALKMIM et al., 2007).

O magmatismo associado aos estágios evolutivos deste orógeno são representados pela suíte G1 (estágio pré-colisional), suíte G2 (estágio sin-colisional), suíte G3 (estágio tardi-colisional) e suíte G4 e supersuíte G5 (estágio pós-colisional) (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2006, 2007 e 2011). O estágio pré-colisional ocorre entre 630 e 585 Ma, período no qual se estrutura o arco magmático cálcio-alcálico de margem ativa e seus correspondentes extrusivos, representados pelo Grupo Rio Doce (PEDROSA-SOARES et al., 2001 e 2006).

O estágio sin-colisional (580-560 Ma) é marcado pela fusão parcial de rochas metassedimentares que deram origem à suíte G2, composta de granitos foliados, gnaissificados ou migmatizados (PEDROSA-SOARES et al., 2011). Já o estágio tardi-colisional (560-535 Ma) é marcado pela geração de leucogranitos oriundos da fusão parcial da suíte G2, dando origem à suíte G3 (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

No estágio pós-colisional (535-490 Ma), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2007) descrevem o magmatismo que originou as rochas da suíte G4 e a supersuíte G5, sendo este estágio marcado pelo colapso gravitacional do orógeno. De acordo com Pedrosa-Soares et al. (2007), os granitos da suíte G4 são do tipo S e apresentam orientação de fluxo ígneo, além de frequentes xenólitos de rochas encaixantes.

Segundo Pedrosa-Soares et al. (2006) a supersuíte G5 é representada pelo magmatismo tardio, relacionado ao relaxamento crustal e consequente colapso gravitacional do orógeno. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2007) acrescentam que tal magmatismo é composto de granitos tipo I e A2 com altos teores de potássio relacionados à série cálcio-alcálica, com ocorrência de magmatismo bimodal. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) descreve a ocorrência de misturas de magmas (*mingling e mixing*) e fluxos ígneos em geral bem marcados nas rochas dessa suíte. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) acrescenta que essas intrusões são comuns na porção sul do Orógeno Araçuaí, mostrando zonação com núcleo de composição básica e bordas graníticas.

Fazendo parte da supersuíte G5, o CIVA é um corpo ígneo, intrudido em rochas ortoderivadas da suíte G1 e paraderivadas do Complexo Nova Venécia, de forma aproximadamente circular, com cerca de 150 Km² (MEDEIROS et al., 2000). Este complexo possui estrutura múltipla inversamente zonada, sendo constituído de rochas básicas no centro da intrusão e rochas ácidas nas porções periféricas, havendo ainda um anel de rochas charnockíticas englobando o CIVA (TULLER 1993; MENDES et al., 1997; MEDEIROS et al., 2000; WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000).

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

METODOLOGIA

A realização deste trabalho foi dividida em três etapas distintas e consecutivas. Na primeira etapa (pré-campo) foram realizados levantamentos bibliográficos para entendimento do contexto geológico regional e local, geomorfologia, fisiografia e contexto histórico da região a ser estudada. Além da revisão sistemática da bibliografia, esta etapa contou também com a elaboração da base cartográfica utilizada, feita com base no banco de dados fornecidos pelo Geobases, e com a interpretação de produtos de sensoriamento remoto, tais como ortofotos na escala 1:5.000, fornecidas pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA), dados do modelo numérico de elevação (SRTM) com resolução espacial de 90 metros, imagens do satélite Landsat, sensor ETM7, bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, do ano de 2010 e dados do levantamento aerogeofísico do estado do Espírito Santo. Todos esses produtos foram utilizados para auxiliar as atividades de mapeamento e para delimitação de contatos entre as unidades.

Na segunda etapa (etapa de campo), foi realizado o mapeamento das fácies ígneas que compõem o Complexo Intrusivo de Várzea Alegre, sendo realizada durante 21 dias em que foram visitados 253 pontos (afloramentos). A metodologia adotada para este mapeamento, assim como a definição de fácies ígneas, foi a proposta por Ulbrich et al. (2001), que as individualiza como unidades litoestratigráficas informais (grifo nosso) de menor hierarquia que podem ser reconhecidas e descritas em amostra de mão e no campo com base em suas características mineralógicas, texturais e estruturais. O foco deste trabalho foram as rochas que fazem parte do complexo intrusivo, não sendo feito a individualização das rochas encaixantes desta intrusão. A escala adotada para este mapeamento foi a de 1:50.000.

Na última etapa (pós-campo) todas as amostras coletadas foram catalogadas e descritas de forma detalhada. Aquelas que melhor representavam as fácies mapeadas e que se encontravam em melhor estado de preservação (menos intemperizadas) foram encaminhadas para o laboratório de laminação do departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, aonde foram confeccionadas 17 lâminas petrográficas, que foram descritas detalhadamente para caracterização dos processos ígneos que deram origem ao CIVA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com base nas características propostas por Ulbrich et al. (2001) foram individualizadas dez fácies ígneas que fazem parte do CIVA, sendo elas: Charnockito, Ortopiroxênio Gabro, Quartzio Diorito, Enderbitio, Granito Porfirítico, Biotita Granito Porfirítico, Granada Granito Porfirítico, Leucogranito, Granito Foliado e Híbrida. As diferentes rochas encaixantes deste complexo não foram individualizadas no mapa, sendo apenas caracterizadas. A distribuição espacial das fácies ígneas mapeadas é apresentada no mapa geológico (figura 2).

A fácies charnockito está presente em grande parte do CIVA, com maior ocorrência na porção norte (figura 2). Apresenta-se, no relevo, na forma de pães de açúcar e morros com forma de meia laranja e as elevações não ultrapassam 600 metros. Caracteriza-se por uma rocha isotrópica, inequigranular porfirítica e com cor verde escura. Diques de quartzio diorito e bolsões de pegmatito são frequentemente observados como intrusões nesta fácies. A granulação da matriz da rocha varia de 0,1 mm a 1 cm. Os fenocristais de K-feldspato são euédricos e a granulação varia entre 3 e 6 centímetros.

A matriz da rocha é composta de plagioclásio, ortoclásio, hiperstênio e quartzo como minerais essenciais, augita, granada, biotita, minerais opacos, allanita, apatita e zircão como minerais acessórios. A proporção modal destes minerais é variável no CIVA, fazendo parte desta fácies um conjunto de rochas que variam de Charnockitos a Opdalitos. Ainda são observados processos secundários de alteração nas rochas, dando origem a sercita e hornblenda.

O plagioclásio é idiomórfico a hipidiomórfico, com granulação que varia de 0,2 mm a 1,0 cm, apresentando algumas inclusões de allanita, quartzo, minerais opacos, zircão e apatita. O ortoclásio é idiomórfico a hipidiomórfico, com granulação variando de 0,4 mm a 1,0 cm na matriz da rocha, frequentemente ocorre mimerquita no contato com o plagioclásio e são frequentes inclusões de minerais opacos, allanita, plagioclásio, zircão, minerais opacos e o próprio ortoclásio, este último com formas arredondadas. O hiperstênio é hipidiomórfico, a granulação varia de 0,1 a 3,0 mm, possui inclusões de apatita, quartzo e minerais opacos, por vezes ocorrem processos de substituição das bordas por biotita ou hornblenda. O quartzo é xenomórfico, a granulação varia de 0,1 a 3,5 mm e são frequentes inclusões de zircão, minerais opacos e biotita.

A augita é hipidiomórfica, a granulação varia de 0,8 a 2,0 mm. A granada é xenomórfica, com granulação variando de 0,5 a 1,0 mm e possui inclusões de quartzo e apatita. A biotita é hipidiomórfica a xenomórfica e não apresenta orientação de seus cristais. Os minerais opacos são xenomórficos e ocorrem como inclusões nos demais minerais. A apatita e o zircão são idiomórficos e a granulação não excede 0,1 mm. A allanita é xenomórfica e ocorre sempre como inclusões na biotita e hiperstênio.

A ocorrência desta fácies se restringe ao centro da intrusão, em regiões com elevações que variam entre 200 e 400 metros (figura 2). Trata-se de uma rocha melanocrática, isotrópica, fanerítica e com textura inequigranular seriada. Nesta fácies a granulação da rocha varia de 0,3 a 3,2 mm. A composição mineralógica é dada por plagioclásio, augita e hiperstênio como minerais essenciais, ortoclásio, biotita, minerais opacos, granada e apatita como minerais acessórios.

O plagioclásio é idiomórfico a hipidiomórfico, com hábito tabular curto, granulação variando de 0,4 a 3,2 mm e apresenta raras inclusões de minerais opacos. O ortopiroxênio é hipidiomórfico, com textura subofítica, a granulação varia de 0,3 a 0,8 mm e por vezes as bordas do mineral são substituídas por biotita. A augita é hipidiomórfica a xenomórfica, com granulação variando de 0,3 a 1,2 mm e com substituição de biotita nas bordas.

A biotita é idiomórfica a hipidiomórfica, com hábito tabular e poucas inclusões de apatita e minerais opacos. A granada é xenomórfica, com granulação variando de 1,5 a 2,0 mm e observa-se inclusões de plagioclásio. Os minerais opacos e a apatita ocorrem apenas como inclusões nos demais minerais da rocha.

A fácies quartzo diorito ocorre nas bordas leste e oeste, além da região central próximo à borda sul. Está presente nas regiões mais rebaixadas do relevo, situadas em cotas que não ultrapassam 250 metros. É caracterizada por rochas isotrópicas, melanocráticas, com textura inequigranular variando de 0,1 a 2,5 mm. Nesta fácies é comum a presença de veios de feldspato e intrusões sinuosas de rochas félsicas. Os minerais essenciais da rocha são plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios são quartzo, hiperstênio, minerais opacos, hornblenda, augita, apatita, zircão e titanita.

O plagioclásio é idiomórfico a xenomórfico, com granulação que varia de 0,1 a 25 mm. Apresenta inclusões de minerais opacos, hiperstênio, augita, quartzo, zircão, titanita e apatita. Em raros casos observa-se maclas acunhadas nos cristais desta fase mineral. A biotita é hipidiomórfica e possui hábito tabular. O quartzo é xenomórfico e sua granulação não ultrapassa 0,3 mm. O hiperstênio é hipidiomórfico, apresenta inclusões de minerais opacos e sua granulação varia de 0,1 a 0,4 mm. A hornblenda é hipidiomórfica, com raras inclusões de quartzo, apatita e plagioclásio. A augita é hipidiomórfica a xenomórfica, com granulação variando de 0,1 a 0,4 mm e com raras inclusões de minerais opacos. Apatita, zircão e titanita ocorrem apenas como inclusões nas demais fases minerais das rochas desta fácies, com destaque à apatita que apresenta hábito acicular.

Esta fácies está situada na porção central do complexo, aflorando em lajedos e, em raros casos, em pequenos morros em formato de meia laranja. Trata-se de uma rocha fanerítica,

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

isotrópica, mesocrática e com textura inequigranular fina a média. Frequentemente ocorrem intrusões sinuosas de magma félsico e enclaves microdioríticos de dimensões centimétricas. Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo, biotita e augita. Como minerais acessórios são encontrados hiperstênio, ortoclásio, minerais opacos, hornblenda e apatita.

O plagioclásio é hipidiomórfico a idiomórfico, granulação variando de 0,4 a 3,2 mm e por vezes observa-se macla acunhada em alguns cristais. O quartzo é xenomórfico, apresenta inclusões de apatita e a granulação varia de 0,3 a 1,0 mm. A biotita ocorre na forma tabular, por vezes lamelar e com inclusões de minerais opacos. A augita é hipidiomórfica, com granulação que varia de 0,3 a 1,25 mm.

Esta fácies localiza-se nas bordas sul e leste do complexo, ocorrendo na forma de pães de açúcar e morros em forma de meia laranja. Trata-se de uma rocha isotrópica, mesocrática, com textura inequigranular porfirítica. Os fenocristais desta rocha são de K-feldspato, são arredondados e podem atingir até 6 cm. Nesta fácies são encontrados enclaves de microdioritos, além de diques de pegmatito. Ocorre ainda feições como K-feldspatos manteados por biotita (biotite rows).

A matriz da rocha é composta por K-feldspato, biotita, quartzo, hornblenda e plagioclásio como minerais essenciais. Minerais opacos, zircão, allanita e apatita ocorrem como minerais acessórios. Considerando a proporção modal a rocha é classificada como sienogranito.

O K-feldspato é xenomórfico, com granulação variando de 0,4 mm a 1,2 cm (na matriz). Ocorrem tantos cristais de ortoclásio quanto microclina, sendo observadas inclusões de hornblenda, zircão e apatita. Mantos de biotita são comuns nos cristais de K-feldspato. A biotita possui textura hipidiomórfica a idiomórfica. O quartzo é xenomórfico, com granulação variando de 0,2 mm a 1,0 cm e inclusões de hornblenda, biotita, zircão e minerais opacos. A hornblenda é hipidiomórfica, com granulação variando de 1,2 a 1,6 mm, apresenta inclusões de minerais opacos e apatita. O plagioclásio é hipidiomórfico, com granulação variando de 1,2 a 2,0 mm, inclusões de quartzo, allanita, biotita, zircão e hornblenda são comuns nesta fase mineral. Os minerais acessórios ocorrem como inclusões nas fases minerais essenciais da rocha.

A fácies granito porfirítico está localizada na borda sudoeste do CIVA, na região da Pedra da Onça. Trata-se de uma rocha leucocrática, isotrópica e textura inequigranular porfirítica. Os fenocristais são de K-feldspato, possuem forma alongada e atingem até 8 cm. Diques de pegmatito e enclaves microdioríticos são frequentes nesta fácies. Os minerais essenciais desta rocha são K-feldspato, plagioclásio e quartzo. Os minerais acessórios presentes são biotita, minerais opacos, zircão e allanita. A classificação é de monzogranito.

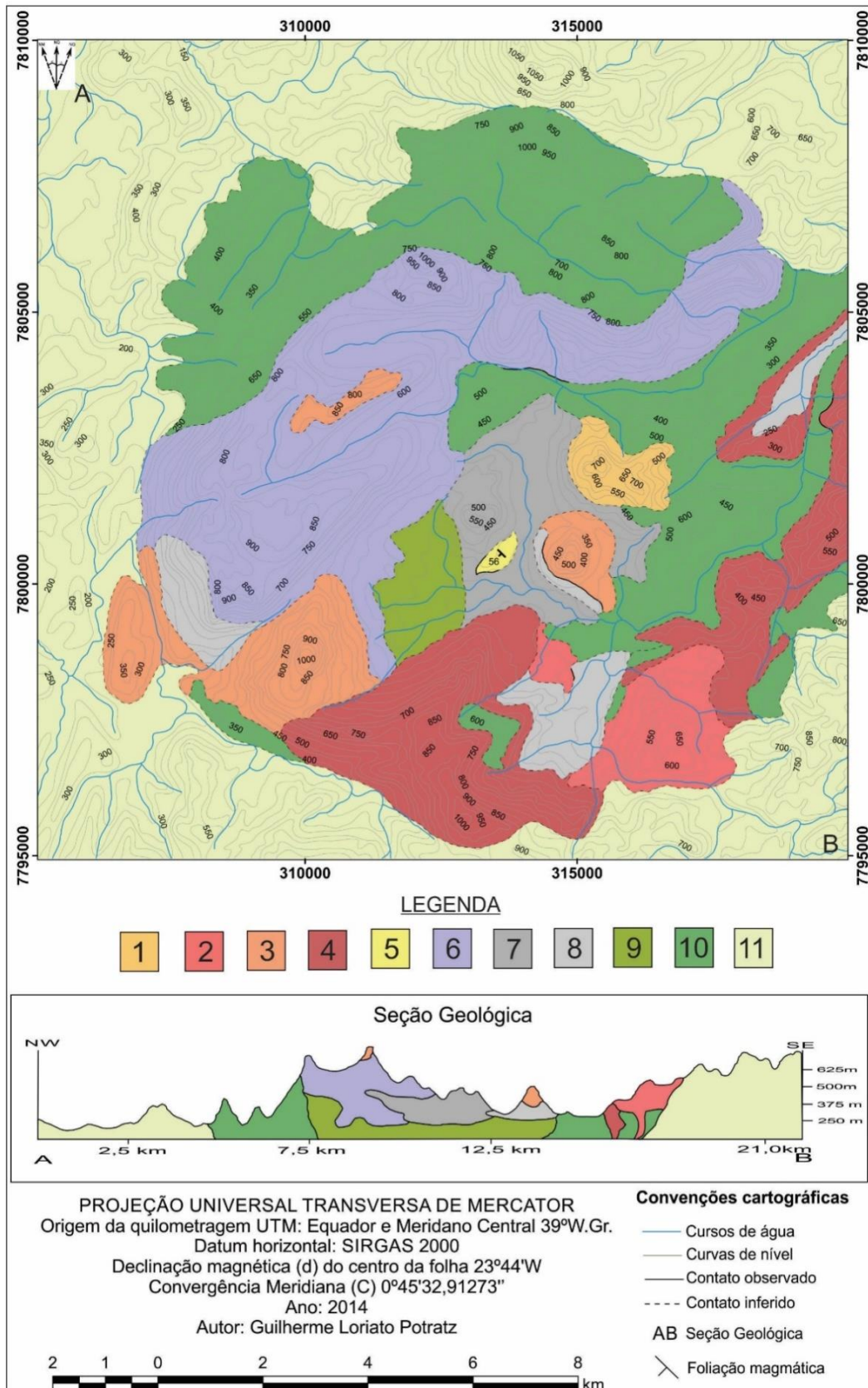


Figura 2: Mapa geológico do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre. Legenda: 1 – Leucogranito; 2 – Granada Granito Porfirítico; 3 – Granito Porfirítico; 4 – Biotita Granito Porfirítico; 5 – Granito Foliado; 6 – Fácies Híbrida; 7 – Enderbita; 8 –Quartzo Diorito; 9 – Ortopiroxênio Gabro; 10 – Charnockito; 11 – Rochas Encaixantes.

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

Na matriz da rocha o K-feldspato é hipidiomórfico a xenomórfico com granulação variando de 0,8 a 2,5 mm. O que predomina são cristais de ortoclásio, sendo também encontrados cristais de microclina. O plagioclásio é hipidiomórfico a idiomórfico, de hábito tabular curto e granulação variando de 0,5 a 2,0 mm. Raramente ocorrem inclusões de biotita e minerais opacos. O quartzo é xenomórfico, com granulação variando de 0,2 a 4,5 mm e apresenta inclusões de minerais opacos, biotita e plagioclásio. A biotita é idiomórfica, de hábito tabular e não apresenta orientação preferencial.

Esta fácies localiza-se na borda sudeste do CIVA e aflora na forma de lajedos e paredões. É representada por uma rocha leucocrática, isotrópica, com textura inequigranular porfirítica. Os fenocristais são de K-feldspato, possuem, em geral, forma arredondada e podem atingir até 4 cm. Em alguns pontos observa-se foliação de fluxo magmático com direções variadas, marcada pela orientação dos fenocristais. Destaca-se ainda nesta fácies a ocorrência de granada na matriz da rocha. A classificação é de sienogranito.

A matriz da rocha é composta de K-feldspato, quartzo e plagioclásio, como minerais essenciais, granada, biotita, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios. O K-feldspato é hipidiomórfico a xenomórfico, possui granulação variando em um grande intervalo (0,4 a 6,0 mm), apresenta inclusões de quartzo, zircão, biotita, apatita (acicular) e cristais arredondados de ortoclásio. O principal K-feldspato da rocha é o ortoclásio, entretanto, grande parte dos cristais encontram-se em vias de triclínização. O quartzo é xenomórfico, sua granulação varia de 2,0 a 6,0 mm e são encontradas inclusões de ortoclásio, biotita, zircão e apatita (acicular). O plagioclásio é idiomórfico, com hábito tabular curto, granulação variando de 1,0 a 1,5 mm e raras inclusões de zircão.

A granada é hipidiomórfica, apresenta inclusões de quartzo na forma ovalada e a granulação varia de 0,25 a 1,5 mm. A biotita é idiomórfica a hipidiomórfica e apresenta inclusões de quartzo na forma ovalada e zircão. O zircão, a apatita e os minerais opacos são encontrados sempre como inclusões nas demais fases minerais da rocha.

A fácies leucogranito ocorre no centro do complexo intrusivo e ocupa uma pequena área do mesmo. É uma rocha leucocrática, isotrópica, com textura inequigranular seriada (média a muito grossa). Nesta rocha destaca-se a textura gráfica, marcada pelo intercrescimento de feldspato e quartzo. É comum a ocorrência de enclaves centimétricos de paragneisse. A rocha é composta de feldspato, quartzo, biotita e granada. Devido a granulação muito grossa desta fácies, não foram confeccionadas lâminas petrográficas da mesma.

Esta fácies está situada na porção central do CIVA, em regiões de elevações intermediárias e é representada por um pequeno corpo alongado. Trata-se de uma rocha mesocrática, anisotrópica e textura inequigranular seriada (fina a média) subordinadamente porfirítica. Essa rocha possui foliação marcada pela orientação da biotita, além de bandamento composicional centimétrico em algumas porções. A foliação e o bandamento não possuem direção preferencial, os quais variam entre 211/56 e 310/45 (dip-direction).

Esta rocha é composta de K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita como minerais essenciais, minerais opacos, zircão, apatita e titanita como minerais acessórios. O K-feldspato que predomina nesta rocha é a microclina, sendo esta idiomórfica a hipidiomórfica, com granulação variando de 0,2 a 1,2 mm e com inclusões de biotita, zircão, apatita e titanita. O quartzo é xenomórfico, a granulação varia de 0,1 a 2,0 mm e apresenta características distintas dos cristais de quartzo das demais fácies, tais como forte extinção ondulante, ribbons de quartzo e formação de subgrãos e novos grãos geados por migração da parede de discordância.

O plagioclásio é xenomórfico, com inclusões de apatita, zircão e biotita e granulação variando de 0,1 a 1,5 mm. A biotita é hipidiomórfica a idiomórfica, possui hábito tabular e marca a foliação da rocha. Os cristais de zircão, apatita e titanita são hipidiomórficos e ocorrem como inclusões nas demais fases minerais da rocha. Por vezes a apatita apresenta hábito acicular.

É a fácies que predomina no CIVA, ocorrendo em uma extensa faixa que abrange a porção oeste e norte deste complexo, onde ocorrem uma complexa mistura de magmas (mixing e mingling) que conferem grande heterogeneidade a esta unidade, na qual não é possível individualizar as rochas em fácies distintas.

O processo de mingling é observado na mistura entre as fácies granito porfirítico, quartzo diorito e enderbita, que se intercalam em todos os afloramentos observados. Nestes afloramentos observam-se complexos de veios em rede (net-veined-complexes), intrusões sinuosas de magmas félsicos em rochas máficas, contatos irregulares entre rochas de composição distinta e enclaves máficos em rochas félsicas.

Nas porções em que se destaca o processo de mixing observa-se uma rocha inequigranular seriada (média a grossa), mesocrática e composta de quartzo, plagioclásio, biotita e K-feldspato, como minerais essenciais. Tendo ainda magnetita, apatita, allanita e zircão como minerais acessórios. A classificação, para os domínios de mixing, é de granodiorito.

No granodiorito o K-feldspato que predomina é o ortoclásio, que é hipidiomórfico, com granulação variando de 1,0 a 2,0 mm. O plagioclásio é hipidiomórfico, a granulação varia de 1,0 a 4,0 mm e apresenta inclusões de titanita, allanita e zircão, além de ser muito comum a ocorrência de macla acunhada nestes cristais. O quartzo é xenomórfico com granulação variando de 0,3 a 2,0 mm e apresenta inclusões de apatita e zircão. A magnetita é xenomórfica e a granulação não ultrapassa 0,3 mm. A biotita é idiomórfica, com hábito tabular e apresenta inclusões de apatita e zircão.

A metodologia de mapeamento proposta por Ulbrich et al. (2001) foi adaptada aos objetivos deste trabalho. Segundo Ulbrich et al. (op cit.), a escala de mapeamento a ser adotada deve ser definida considerando-se que todas as fácies do corpo ígneo sejam representadas no mapa, indicando escalas de 1:10.000 a 1:25.000. A escala de 1:50.000 deste trabalho foi adotada devido à extensão da grande área (aproximadamente 225 km²) e ao objetivo de definir e caracterizar as principais rochas que compõem o Complexo Intrusivo de Várzea Alegre.

Como a escala de mapeamento foi adaptada para as condições de trabalho, o conceito de fácies petrográfica plutônica proposto por Ulbrich et al. (2001) não pode ser aplicado para todas as unidades mapeadas, em especial a zona de mistura de magmas (mixing e mingling) aqui denominada de fácies Rocha Híbrida. Ulbrich et al. (op cit.) considera que a fácies petrográfica plutônica é a unidade de menor hierarquia que pode ser reconhecida e descrita em amostra de mão e no campo por suas características mineralógicas, texturais e estruturais. Para que tal conceito fosse aplicado a fácies Rocha Híbrida, seria necessário que a escala de trabalho fosse de extremo detalhe (e.g. 1:100), considerando que em afloramentos com menos de cem metros de extensão podem ser encontrados dois ou mais tipos de rochas distintas que compõem a mistura de magmas. Portanto, o termo fácies nesta unidade leva em consideração as características texturais e estruturais, bem como a conotação genética do processo magmático que deu origem a tal unidade.

Quando comparado com os trabalhos anteriores, a maioria das fácies mapeadas já foram descritas por Tuller (1993) e Medeiros et al. (2000) e Wiedemann-Leonardos et al. (2000) (quadro 3). Tuller (1993) identificou três tipos de granitos porfiríticos, diferenciando-os por granulação da matriz, cor e pela isotropia/anisotropia dos mesmos, também definiu as unidades tonalito, norito, diorito, charnockito e titanita granito. Medeiros et al. (2000) e Wiedemann-Leonardos et al. (2000), compartimentam o CIVA em cinco unidades: (1) rochas charnockíticas; (2) quartzo diorito / granodiorito / quartzo monzonito; (3) Opx gabro / monzo gabro; (4) granito porfirítico; e (5) titanita sienito granito.

A fácies Charnockito foi anteriormente descrita no Complexo Intrusivo de Várzea Alegre por Mendes et al. (1997). Mendes et al. (1997) considera que tal unidade forma um cinturão de rochas verdes ao redor do CIVA, o que posteriormente foi denominado por Wiedemann-Leonardos et al. (2000) como domínio externo do CIVA. Neste trabalho não se

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

observou a continuidade destas rochas em toda a borda do complexo, sendo encontradas apenas nas bordas leste e norte. Mendes et al. (1997) considera que tais rochas tenham sido geradas a grandes profundidades na crosta (15 a 20km).

Diretamente associada a fácies Charnockito, que possui paragênese anidra (plagioclásio, ortopiroxênio, quartzo e K-feldspato), observa-se a fácies Biotita Granito Porfirítico na borda leste do CIVA, ocorrendo intercaladas, com contatos abruptos. A coexistência destas rochas de paragêneses distintas pode então ser explicada pela imiscibilidade de líquidos na câmara magmática, dando origem a rochas que cristalizaram em condições anidras e a rochas que cristalizaram em condições de magma enriquecido em H₂O. Tal processo pode estar relacionado com a taxa de resfriamento da câmara magmática, à medida que a temperatura vai decrescendo, dois líquidos que se misturaram, tendem a se separar pouco a pouco até uma determinada temperatura na qual a imiscibilidade se torna completa.

A existência de rochas porfiríticas no Complexo Intrusivo de Várzea Alegre, representadas pelas fácies Granito Porfirítico, Biotita Granito Porfirítico e Granada Granito Porfirítico, sugere que as taxas de crescimento, nucleação e resfriamento do magma variaram ao longo da cristalização destas rochas.

A fácies leucogranito, que possui textura gráfica pode ter sido originada em um estágio final de resfriamento da câmara magmática, em que foi introduzida grande quantidade de água no sistema, níveis crustais mais rasos, fazendo, assim, com que os pontos de fusão do quartzo e do feldspato se igualassem, permitindo assim o intercrescimento de ambos minerais (epitaxia).

As fácies Opx Gabro, Quartzo Diorito e Enderbitto, podem ter sido originadas pelo fracionamento de um magma basáltico proveniente da fusão parcial do manto que ascendeu até a base da crosta. Tal fracionamento gerou líquidos de diferentes composições que deram origem a tais fácies.

A assembleia de rochas máficas e felsicas no CIVA, corrobora a teoria de magmatismo bimodal relacionado ao estágio pós-orogênico descrito por Winter (2010). Em tal ambiente tectônico coexistem magmas máficos provenientes do manto superior e magmas félsicos gerados por fusão parcial da base da crosta. De acordo com Winter (2010) esses magmas podem ser gerados de 10 a 100 Ma após terem cessados os esforços compressivos do período colisional. Este fato contribui para a complexidade das rochas geradas no período pós colisional, uma vez que os processos de misturas de magmas podem ocorrer por um grande período, além de possibilitar a contaminação do magma por assimilação de rochas encaixantes, modificando assim a composição do magma original.

A coexistência de magmas distintos em uma câmara magmática pode dar origem aos processos de mistura de magmas. Para que tais misturas sejam possíveis na câmara magmática é necessário que haja fluxo turbulento de magmas dentro da câmara, para que dois magmas de densidade e viscosidade diferentes sejam capazes de misturar-se. Tais misturas são observadas no Complexo Intrusivo de Várzea Alegre, sendo retratadas principalmente pela fácies Rocha Híbrida. Tais processos já haviam sido anteriormente estudados por Medeiros et al. (2000) e Wiedemann-Leonardos et al. (2000), que descrevem uma zona de mistura química e mecânica entre magmas máficos e félsicos.

As feições descritas por Hibbard (1999), indicativas de mistura de magmas que podem ser observadas em escala de afloramento, são os complexos de veios em rede (net-veined complexes), intrusões sinuosas de magmas félsicos em rochas máficas, níveis estirados de magma em magma máfico, formando uma feição semelhante ao bandamento composicional, sobrecrecimento de feldspato em feldspato, fenocristais de feldspato arredondados e fenocristais de K-feldspato em meio a rochas máficas.

Hibbard (1999) descreve também feições que indicam mistura de magmas que podem ser observadas em análise microscópica. Algumas destas feições foram descritas nas rochas do

Complexo Intrusivo de Várzea Alegre, sendo elas: cristais de apatita com forma acicular inclusos em K-feldspato; coronas de hornblenda em cristais de biotita; palhetas de biotita ao redor de cristais de quartzo e de K-feldspato; ocorrência de cristais de K-feldspato e quartzo com formas ovaladas; cristais de quartzo poquilíticos.

As coronas de hornblenda em cristais de biotita, as palhetas de biotita ao redor de cristais de quartzo e K-feldspato e os cristais de quartzo inclusos em minerais opacos só podem ocorrer se outro pulso magmático for inserido na câmara magmática, desequilibrando assim o sistema, pois seguindo a ordem de cristalização de Bowen a hornblenda cristaliza antes da biotita, a biotita antes dos cristais de quartzo e K-feldspato e os minerais opacos antes dos cristais de quartzo, o que justifica tais texturas indicarem processos de mistura de magmas.

Vale ressaltar ainda que ocorrem algumas evidências microscópicas de deformação observadas principalmente nas fácies Granito Foliado e Rocha Híbrida, sendo elas: macla acunhada em cristais de plagioclásio, junção tríplice em cristais de plagioclásio, contatos serrilhados, cristais de quartzo com extinção ondulante, *ribbons* de quartzo e subgrãos e novos grãos em cristais de quartzo gerados por migração da parede de discordância. Apesar de serem semelhantes a rochas metamórficas, tais fácies não foram caracterizadas como tal, por exibirem feições de rochas ígneas, com cristais de feldspato euédricos e presença de fluxo magmático.

Tal deformação associada as rochas do CIVA pode estar relacionada ao próprio fluxo turbulento de magmas dentro da câmara, fazendo com que magmas com diferentes viscosidades estejam em contato, ocasionando deformação pelo fluxo magmático.

CONCLUSÃO

O Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (CIVA), juntamente com outros complexos intrusivos (e.g. Complexo Intrusivo Mimoso do Sul), faz parte de um conjunto de corpos ígneos, que se alojaram durante o estágio pós-colisional do Orógeno Araçuai, nas regiões sul e central do estado do Espírito Santo. O mapeamento faciológico em escala de semidetalhe e a caracterização petrográfica das rochas deste e de outros complexos intrusivos semelhantes ao CIVA são fundamentais para a distinção das características da fonte dos magmas gerados por fusão parcial e os subsequentes processos que ocorrem durante a evolução destes magmas.

A assembleia de fácies mapeadas neste trabalho evidencia o contraste entre magmas máficos e félsicos originado pelo magmatismo bimodal, com suas características próprias de relevo inversamente zonado e intenso processo de mistura química e mecânica de magmas, caracterizados pelas fácies Charnockito, Opx Gabro, Quartzo Diorito, Enderbita, Biotita Granito Porfirítico, Granito Porfirítico, Granada Granito Porfirítico, Granito Foliado, Leucogranito, Rocha Híbrida e Intrusivas Graníticas Tardias.

Os magmas que deram origem a tal assembleia de rocha são provenientes de fontes distintas, sendo o magma máfico gerado por fusão parcial do manto superior, enquanto o magma félsico é gerado por processo de fusão parcial da crosta por alívio de pressão e aumento do gradiente geotérmico. A coexistência de magmas com diferenças de viscosidade e densidade associado ao fluxo turbulento de magmas na câmara magmática proporciona os processos de mistura magmática (*mingling e mixing*).

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO COMPLEXO INTRUSIVO DE VARZEA ALEGRE – ES, NAS ESCALAS DE 1:50.000

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

ALKMIN, 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, p. 25-43. 2007.

GEOBASES - **Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo.** 2002. INCAPER. Disponível em: <http://www.geobases.es.gov.br/portal/>. Acesso em: 8 set de 2012.

HIBBARD, M.J. **Petrography to petrogenesis.** Department of Geological Sciences, Nevada - EUA. P. 243-271. 1999.

MEDEIROS, S.R., WIEDMANN-LEONARDOS, C.M., VRIEND, S. **Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 30-34. 2000.

MENDES, J.C., WIEDEMANN, C.M., FIGUEIREDO, M.C.H. **Charnockitoides do Maciço Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo calcio-alcálico do arco magmático do Espírito Santo.** Revista Brasileira de Geociências, v. 27(1), p. 13-24. 1997.

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, p. 307-323. 2001.

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, T. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo.** Geonomos, v.14 (2), p. 97-111. 2006.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIN, F.F., SILVA, L.C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos, v. 15, p. 1-16. 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, p. 265-285. 2000.

TULLER, M.P. **Texto explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI. CPRM: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:100.000.** 1993.

ULBRICH, H.H.G.J., VLACH, S.R.F., JANASI, V.A. **O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas.** Revista Brasileira de Geociências, v. 31(2), p. 163-172. 2001.

WIEDEMANN-LEONARDOS C.M., LUDKA I.P., MEDEIROS S.R, MENDES J.C., MOURA J.C. **Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí –Ribeira**. Geonomos, v. 8(1), p. 25-38. 2000.

WINTER, J.D. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. Pearson, second edition, p. 383-391. 2010.

Capítulo 3

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

Karoliny Gusso Conte¹, Rodson de Abreu Marques¹, Beatriz Paschoal Duarte², Herick Moulim de Moraes Storch Ribeiro¹, Tamires Firmino Ribeiro¹, Júlia Lugon Pontes¹, José Antonio Lima Brandão¹

RESUMO. A área estudada está inserida no Domínio Cambuci (Terreno Oriental), Setor Central da Faixa Ribeira, na região noroeste do Estado do Rio de Janeiro. O objetivo o mapeamento geológico e estrutural de semi-detulhe, na escala 1:20000. O estudo de detalhe é importante devido à diversidade litológica e complexidade geológica. As unidades mapeadas são: Biotita Gnaissé Milonítico; Granada-Biotita Gnaissé Milonítico, os quais possuem bandamento metamórfico, por vezes, foliação protomilonítica, com dobras fechadas e indícios de migmatização; LeucogranitoGnaissificado (migmatítico), rochas com alto grau de fusão parcial, leucocráticas com feições migmatíticas (*schlieren*) e dobras apertadas e isoclinais. Mármore, de estrutura maciça e textura granoblástica; Metabasito, rocha de coloração verde escura a preta, estrutura maciça ou bandada, encontrada como enclaves nas outras unidades; Granito Cinza Foliado, levemente foliado com presença de allanita frequentemente associado ao Leucogranito Isotrópico, que intrude as rochas encaixantes de maneira abrupta (diques), preferencialmente com direção NE. Ocorrem escarnitos/escarnoides e níveis de rochas pegmatíticas. O mapeamento geológico de semi-detulhe permitiu a análise das estruturas, maneira de ocorrência e interação com outras litologias. Constatou-se interação (assimilação) das unidades graníticas (Leucogranito Isotrópico e Granito Cinza Foliado); a caracterização e subdivisão composicional da unidade metapelítica e determinação de corpos não descritos na literatura estudada (escarnitos e pegmatitos). Ainda, corroborou-se as informações inerentes às etapas de deformação (D1+D2, D3 e D4) e de metamorfismo de alto grau, visto a ocorrência de feições migmatíticas.

PALAVRAS-CHAVE. Alto Grau Metamórfico; Domínio Cambuci; Migmatito; Milonito; Terreno Oriental.

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como justificativa a diversidade litológica que ocorre no Domínio Cambuci, localizado na Faixa Ribeira, abrangendo maior detalhe para o entendimento do sistema orogênico Ribeira e conexão com o Orógeno Araçuaí, tal como a orogenia brasiliana-panafricana, os processos de magmatismo, deformação e o metamorfismo envolvidos diante da

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

² Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

complexidade desse compartimento tectônico estratigráfico. Por conseguinte, a pesquisa demanda evidenciar a necessidade da realização de trabalhos de maior detalhe, para que haja maior conhecimento geológico sobre o local abordado.

O objetivo principal desse trabalho foi gerar um mapa geológico e estrutural de detalhe na escala de 1:20000, além da caracterização petrográfica dos principais litotipos, estruturas e ocorrências minerais identificadas na área de estudo, bem como a interpretação dos processos de magmatismo, deformação e metamorfismo envolvidos, com o intuito de comparar as Unidades da Faixa Ribeira com as do Orógeno Araçuai. Sendo assim, foi possível gerar o relatório científico sobre a geologia local e a confecção dos mapas geológico/estrutural da área na escala desejada.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O estudo foi realizado na região noroeste do Estado do Rio de Janeiro e microrregião de Itaperuna, que faz divisa com o sul do Estado do Espírito Santo e está a 251,8 km da capital do Rio de Janeiro. O acesso à área, sendo a cidade de Alegre (ES) o ponto de partida, pode ser efetuado via ES-484, passando por Guaçuí (ES) e São José do Calçado (ES) seguindo até Bom Jesus do Itabapoana (RJ). Outro caminho, partindo da capital Rio de Janeiro, ser feito via BR-493 até Teresópolis, onde, então, toma-se a BR-116 até Além Paraíba (MG) e, a partir deste município, segue-se pela BR-393 até Bom Jesus do Itabapoana. A partir do município, o acesso à área de estudo é feito principalmente por estradas vicinais e trilhas de fazendas.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Parte da região sudeste do Brasil insere-se na Faixa Ribeira, que se inclui na Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977). Essa faixa é resultado da colisão entre os paleocontinentes (crátons) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola e se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricanadurante o Neoproterozóico-Cambriano com estágios no Ordoviciano Inferior, tendo envolvimento de outras microplacas, com direção NE e extensão de 1400 km (HEILBRON et al., 2004, 2008; DUARTE et al., 2012)

A área de estudo localiza-se no Domínio Cambuci no Terreno Oriental (TUPINAMBÁ et al., 2007). São de grande interesse nesse trabalho, os gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana que apresentam bandas e lentes de rochas calcissilicáticas, veios de quartzo e níveis de pegmatitos; leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos (charnockíticos) pertencentes à Suíte São João do Paraíso; e diques e *stocks* graníticos que são claramente pós-tectônicos, apresentando contato brusco com as rochas encaixantes (DUARTE et al., 2012).

Segundo Duarte et al. (2012), o Domínio Cambuci é composto basicamente por três grandes unidades, onde o contato entre elas é de natureza primária ocorrendo dobrado, redobrado e localmente cisalhado. As unidades são: sequência de rochas metavulcanossedimentaresneoproterozóicas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; conjunto de rochas ortoderivadas(dioritos a tonalitos, quartzo dioritos a quartzo sienitos, gabros e noritos) pertencentes ao Complexo Serra da Bolívia de idade neoproterozóica; e charnockitos/granulitoscharnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso. Também ocorrem os stocks e diques graníticos de direção preferencial NW, associados aos eventos pós-colisionais do orógeno.

Segundo Tupinambá et al. (2007), o Domínio Cambuci, atualmente nomeado Grupo Bom Jesus do Itabapoana (DUARTE et al., 2012), compreende um sucessão metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitoides. Esse Grupo é constituído pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana,

anfibolitos e rochas metaultramáficas, mármore, gneiss, rochas calcissilicáticas, veios de quartzo e pegmatitos (DUARTE et al., 2012).

A migmatização dos gnaisses e metassedimentos correspondentes ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana atingiu um grau de anatexia tão avançado que gerou uma rocha diatexitica contendo ortopiroxênio, que foi denominada de Leucocharnockito São João do Paraíso por Tupinambá et al. (2007) e que posteriormente, foram designados de Suíte São João do Paraíso, por Duarte et al. (2012).

A Suíte São João do Paraíso compreende de uma forma geral, leucocharnockitos/leucogranulitoscharnockíticos a enderbíticos e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos (DUARTE et al., 2012). Segundo esse mesmo autor, as maiores exposições dessas rochas estão na porção basal do Domínio Cambuci e apresentam estruturas prévias, como bandamento e foliação, descontínuas e rompidas, ocorrendo também enclaves de rochas de composições variadas, como por exemplo, anfibolitos, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses.

Em 2012, foi confeccionado o mapeamento da Folha Itaperuna (SF-24-V-C-I) em escala de 1:100.000 (Figura 1 e Figura 2), junto com outras nove folhas, pelo Programa Pronageo em convênio com a UERJ/CPRM, contando com a participação de alunos de graduação e pós-graduação da UERJ (DUARTE et al., 2012). Essa Folha compreende uma área de 2912 km², no norte/noroeste do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo os municípios fluminenses de Natividade, Bom Jesus do Itabapoana, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua, São José de Ubá, Cambuci, Italva, São Fidélis, Cardoso Moreira e Campo dos Goytacazes e dos municípios capixabas de São José do Calçado, Bom Jesus do Norte, Apiacá e Mimoso do Sul (DUARTE et al., 2012).

METODOLOGIA

Na etapa pré-campo é que foram obtidas as primeiras informações referentes à geologia e geomorfologia da área estudada, através da consulta bibliográfica e cartográfica. Posteriormente foi realizada a compilação desses dados, resultando no capítulo de revisão bibliográfica. Assim, foram referências principais, os trabalhos de TUPINAMBÁ et al. (2007) e DUARTE et al. (2012). Nessa etapa também foi confeccionada a base cartográfica em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas). Além disso, também foi utilizada a Folha Bom Jesus do Itabapoana (SF-24-G-1-2) de escala 1:50 000 e formato Shapefile (shp.), disponibilizada pelo IBGE (1969, 2008). Essa Folha foi georreferenciada para também ser manipulada em ambiente SIG.

Durante a atividade de campo foi feita a descrição das principais características dos afloramentos, tentando-se identificar e fazer uma breve descrição dos litotipos encontrados, assim como análise e medição das estruturas presentes. As coordenadas eram obtidas por meio do GPS e plotadas na base cartográfica e as estruturas (foliação, bandamento, plano de dobra, eixo de dobra e lineação), quando existentes, eram medidas com a bússola e posteriormente também eram plotadas na base cartográfica.

Na etapa pós-campo as amostras de rochas foram lavadas, secadas, catalogadas, fotografadas e descritas macroscopicamente. Nessa etapa também foi iniciada a confecção do mapa geológico final da área.

Os elementos estruturais foram descritos e catalogados. Para organização e análise estrutural utilizou-se o software OpenStereo, onde os planos de foliações e polos de planos foram projetados em estereogramas (hemisfério inferior) em rede Schmidt-Lambert de igual área e agrupadas em clusters.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram realizados 85 pontos mapeados na área de estudo durante a etapa de campo, em Bom Jesus do Itabapoana. Essas unidades foram individualizadas a partir das características observadas em campo, como a composição mineralógica, textural e estrutural que foram identificadas com a análise petrográfica macroscópica das amostras.

As unidades mapeadas foram: Biotita Gnaiss Milonítico, Granada-Biotita Gnaiss Milonítico, Mármore, Metabasito, Granito Cinza Foliado, Leucogranito Gnaissificado (migmatito) e Leucogranito Isotrópico (Figura 1).

A unidade Biotita Gnaiss Milonítico ocupa cerca de 35% da área mapeada e apresenta trend NE. Os afloramentos dessa unidade são do tipo lajedo contínuo e com exposição variável, também ocorrem em blocos rolados e em cortes de estradas.

A rocha é metamórfica de coloração amarelada ou acinzentada, geralmente inequigranularporfiroblástica, com granulação variando de fina a média e porfiroblastos de feldspatos de até 5 centímetros. A textura da rocha é do tipo granolepidoblástica, sendo que a análise macroscópica apontou a composição da rocha em minerais de quartzo (40%) e de feldspato (35%), os quais formam a textura granoblástica e a biotita (25%), que forma a textura lepidoblástica. Essa rocha é bem estruturada com presença de foliação bem marcada, dada por orientação de cristais de biotita e bandamento metamórfico de espessura milimétrica a centimétrica que acompanha a foliação. As bandas de composição máfica se alternam com as de composição félsica.

Mapa Geológico de semidetalhe (1:20.000) Bom Jesus do Itabapoana

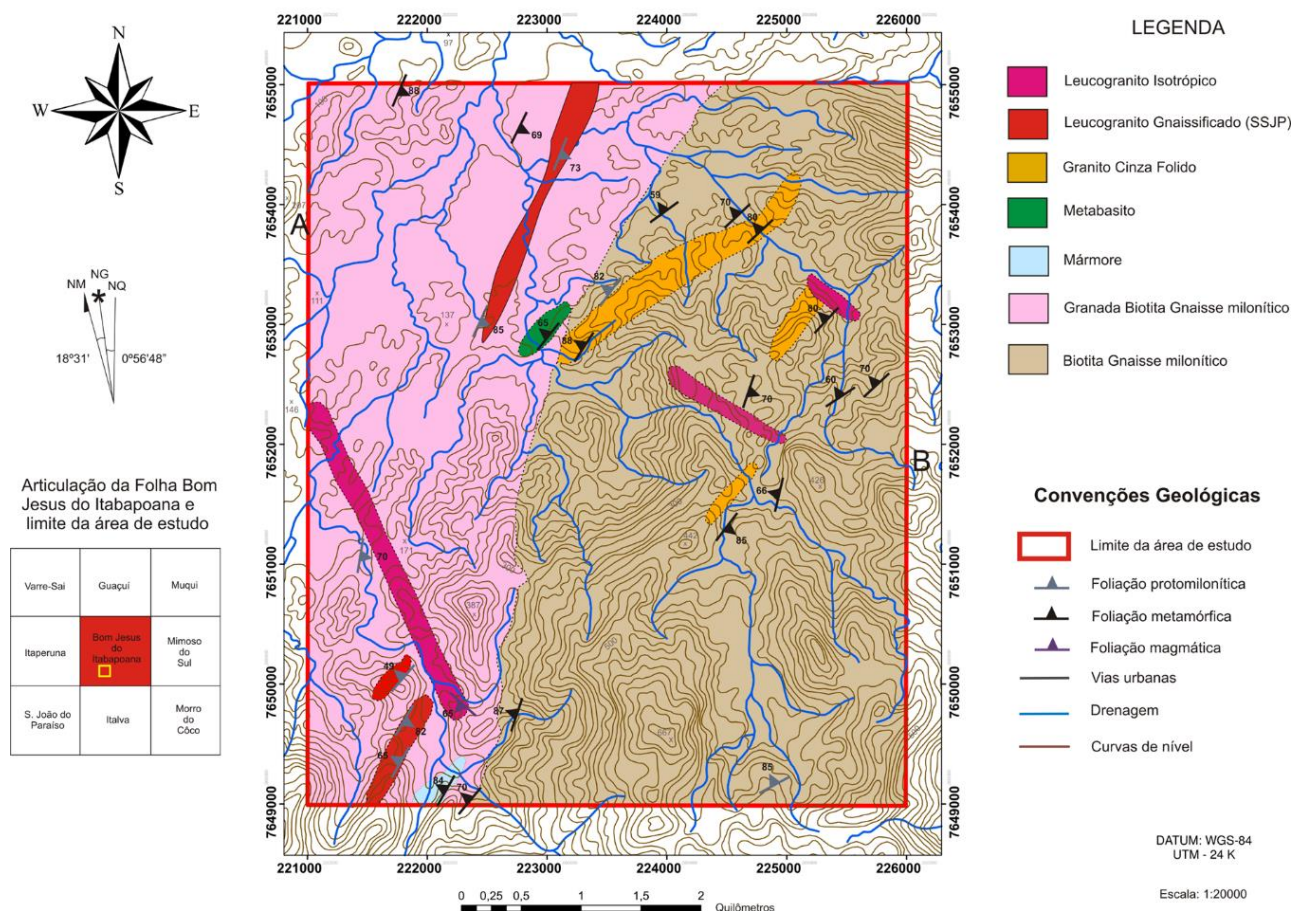


Figura 1: Mapa Geológico de Semidetalhe (1:20.000) nas Proximidades de Bom Jesus do Itabapoana – RJ.

A unidade Granada-Biotita Gnaissé Milonítico ocupa 55% da área mapeada seguindo um trend NE. Os afloramentos dessa unidade são encontrados em graus variantes de intemperismo, no tipo lajedo em meio ao pasto, lajedo em drenagem, afloramentos em encosta de morro ou em exposições de blocos rolados.

A rocha é, em geral, metamórfica de coloração amarelada a acinzentada, inequigranular e normalmente porfiroblástica, aportando porfiroclastos de granada (e feldspato). A foliação é bem marcada dada pelos cristais de biotita e a granulometria dos minerais varia de fina a grossa com textura granolepidoblástica. Em relação a presença quantitativa dos minerais, com o auxílio da lupa de 20X, os quartzos xenoblásticos encontram-se em 40%, os feldspatos em 35%, as biotitas em 20% e as granadas em 5%.

A presença de foliação protomilonítica, em algumas porções, em algumas porções é caracterizada por grãos de feldspatos e granada de granulação grossa em meio à pequena quantidade em matriz recristalizada e também na foliação protomilonítica.

A unidade Leucogranito Gnaissificado é encontrada em meio as unidades Biotita Gnaissé Milonítico e Granada- Biotita Gnaissé Milonítico e ocupa 5% do total da área mapeada. Os afloramentos dessa unidade são do tipo lajedos em meio ao pasto ou em sopé de morro ou em laje em leito de rio. Esses afloramentos são contínuos, com boa exposição de rocha são e fracamente alterada (presença de capa de alteração).

São características importantes de alguns afloramentos dessa unidade a predominância de porções leucocráticas quando comparada com a quantidade de porções mesocráticas e melanocrática, enquanto que em outros afloramentos são de notável relevância as feições migmatíticas.

Nos afloramentos em que há predominância de material leucocrático, a rocha é geralmente inequigranularporfiroblástica, com granulação variando de média a grossa. Os porfiroblastos são de granada e de feldspatos que chegam a medir 4 cm. As bandas de composição mais félsica são constituídas de quartzo, feldspato e granada, os quais dão a rocha uma textura granoblástica ou granoporfiroblástica. As bandas de composição máfica são ricas em biotita, conferindo uma textura lepidoblástica e caracteriza as porções melanocráticos como feições do tipo *schlieren*.

O Mármore ocorre como um pequeno corpo mapeável a sudoeste da área, em meio ao Granada-Biotita Gnaissé Milonítico, e em outros afloramentos, a nordeste, configurando lentes de Mármore associadas ao Biotita Gnaissé Milonítico. Os afloramentos desta unidade são encontrados comumente em meio à encosta de morros (nas aberturas de ravinas/voçorocas) e em topo de morro, com fina capa de alteração de coloração amarronzada ou acinzentada.

Essas rochas apresentam cor branca, podendo ter pequenas regiões esverdeadas. Normalmente são inequigranulares com granulação variando de média a grossa. A estrutura é maciça e a geometria dos grãos é caracterizada por uma textura granoblástica. Este litotipo é essencialmente constituído por carbonatos (dolomita e/ou calcita) e, quanto aos minerais acessórios, são finos grãos dispersos de coloração alaranjada, que podem ser humita/clino-humita. Também ocorrem olivina, diopsído e/ou espinelio (TUPINAMBÁ et al., 2007).

O Metabasito ocorre como uma lente de *trend*NE, em meio ao Granada-Biotita Gnaissé Milonítico na região centro-oeste da área mapeada. Os afloramentos de metabasitos são do tipo lajedo em meio ao pasto ou perto da drenagem. Essa unidade abrange cerca de 2% da área de estudo. Esporadicamente, é erodida ocasionando “cavidades” ou aparece como lentes em meio ao Granada-Biotita Gnaissé Milonítico. Estes corpos têm orientação em torno de N50E/65NW concordando com a orientação principal regional. Os metabasitos são rochas com coloração verde escura a preta, normalmente equigranulares com granulação variando de fina a média. A estrutura pode ser maciça ou bandada e a geometria dos grãos forma uma textura granoblástica a nematoblástica. Seus minerais constituintes são: feldspatos, anfibólio e/ou piroxênio, biotita, e quartzo. Bandas de composição mais máfica com espessura centimétrica a decimétrica podem

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

ocorrer em meio ao Granada-Biotita Gnaissé Milonítico e em meio do Biotita Gnaissé Milonítico. Essas bandas estão concordantes com a foliação gnáissica.

A unidade Granito Cinza Foliado ocorre na porção sudeste da área mapeada ocupando cerca de 5% do total da área. O *trend* dos corpos formados por essa unidade é NE, acompanhando a foliação geral da Faixa Ribeira. O Granito Cinza Foliado faz contato com o Biotita Gnaissé Milonítico e é associado ao Leucogranito Isotrópico. As exposições são, em geral, em forma de blocos e matacões que se encontram em topo de morro e ao longo de drenagens ou em lajedo em encosta de morro.

A rocha é cinza, equigranular de granulação essencialmente média e estrutura levemente foliada pela orientação dos cristais de biotita. Em análise petrográfica macroscópica, pode-se observar que o Granito Cinza Foliado é composto basicamente por quartzo (45%), feldspato (30%), biotita (20%) e allanita (5%). O quartzo apresenta-se em finos grãos xenomórficos, podendo estar estirados. O feldspato tem coloração esbranquiçada ocorrendo de forma subdiomórfica com granulação variando de fina a média, já a biotita encontra-se com coloração escura em finas palhetas orientadas. A allanita, quando presente, ocorre em pequenos grãos majoritariamente prismáticos, por vezes, arredondados de cor acastanhada e podem, em alguns casos, ser observados halos de coloração avermelhada, típico desse mineral metamórfico.

A Unidade do Granito Cinza Foliado ocorre frequentemente associada ao Leucogranito Isotrópico (unidade que será descrita posteriormente). Uma das interações observadas em campo é a de assimilação de Granitoide Cinza Foliado pelo Leucogranito Isotrópico. Também são observadas dobras de Leucogranito Isotrópico em meio ao Granito Cinza Foliado. São de espessuras decimétricas, irregulares e ocorrem por toda a extensão do bloco. Por estar exposto em blocos, a análise estrutural é dificultada sendo, nesse caso, mais importante a análise da associação entre essas duas unidades. Dependendo do tipo de interação entre essas duas Unidades, é possível, por meio do princípio de seccionamento, deduzir que o Leucogranito Isotrópico é ainda mais tardio que o Granito Cinza Foliado.

A unidade Leucogranito Isotrópico ocupa menos de 2% da área total. É uma área exposta em blocos em meio ao pasto que apresentam orientação NW. O Leucogranito Isotrópico ocorre comumente como diques intrudindo outras unidades, como o Biotita Gnaissé Milonítico, o Granada – Biotita Gnaissé Milonítico, o Granito Cinza Foliado e o Leucogranito Gnaissificado.

A rocha tem coloração esbranquiçada e algumas vezes rosada, estrutura maciça, geralmente equigranular de granulação fina a média. O quartzo (25%) aparece com brilho vítreo e em grãos xenomórficos dispersos de maneira regular por toda a rocha. O feldspato (50%) apresenta-se com coloração branca ou rosada, quando a amostra está bem fresca, e amarelada quando a rocha foi levemente exposta ao intemperismo. Esse mineral também está distribuído por toda a amostra de maneira regular e seus cristais são geralmente subdiomórficos. A biotita (15%) aparece em finos cristais tabulares de coloração negra. Quando presente, os grãos de anfibólio (10%) se destacam dentre os outros minerais pela coloração escura e hábito prismático, geralmente subdiomórficos, em grãos que chegam a média 2 a 3 mm de comprimento.

Na análise da direção das principais estruturas lineares em escala regional, abrangendo toda a Folha SF-24-V-C (Figura 2) conjuntamente com o diagrama de rosetas (Figura 3) verifica-se que a maior frequência desses lineamentos possui *trend* NE, entre 50 e 60 graus.

Análise estrutural da área foi realizada através da descrição, classificação e interpretação das estruturas encontradas em campo como aspectos da sua distribuição espacial e da sua geometria. A maioria são estruturas planares, de deformação secundária que foram desenvolvidas em regime dúctil e/ou dúctil-rúptil como a foliação metamórfica, o bandamento gnáissico, foliação milonítica, dobras e evidências de zona de cisalhamento. Essa foliação

metamórfica é expressa pelo arranjo planar de minerais micáceos, tabulares ou primáticas em uma matriz granoblástica.

Diante de projeções estereográficas e mapas geológicos com a distribuição das unidades mapeadas e das principais estruturas encontradas, é notável que a foliação metamórfica segue um trend NE, mergulhando em alto grau ora para NW ora para SE. Esse padrão é visto tanto nas projeções estereográficas das unidades separadas, quanto nas unidades em conjunto, mostrando que essas unidades possuem de forma geral o mesmo comportamento.

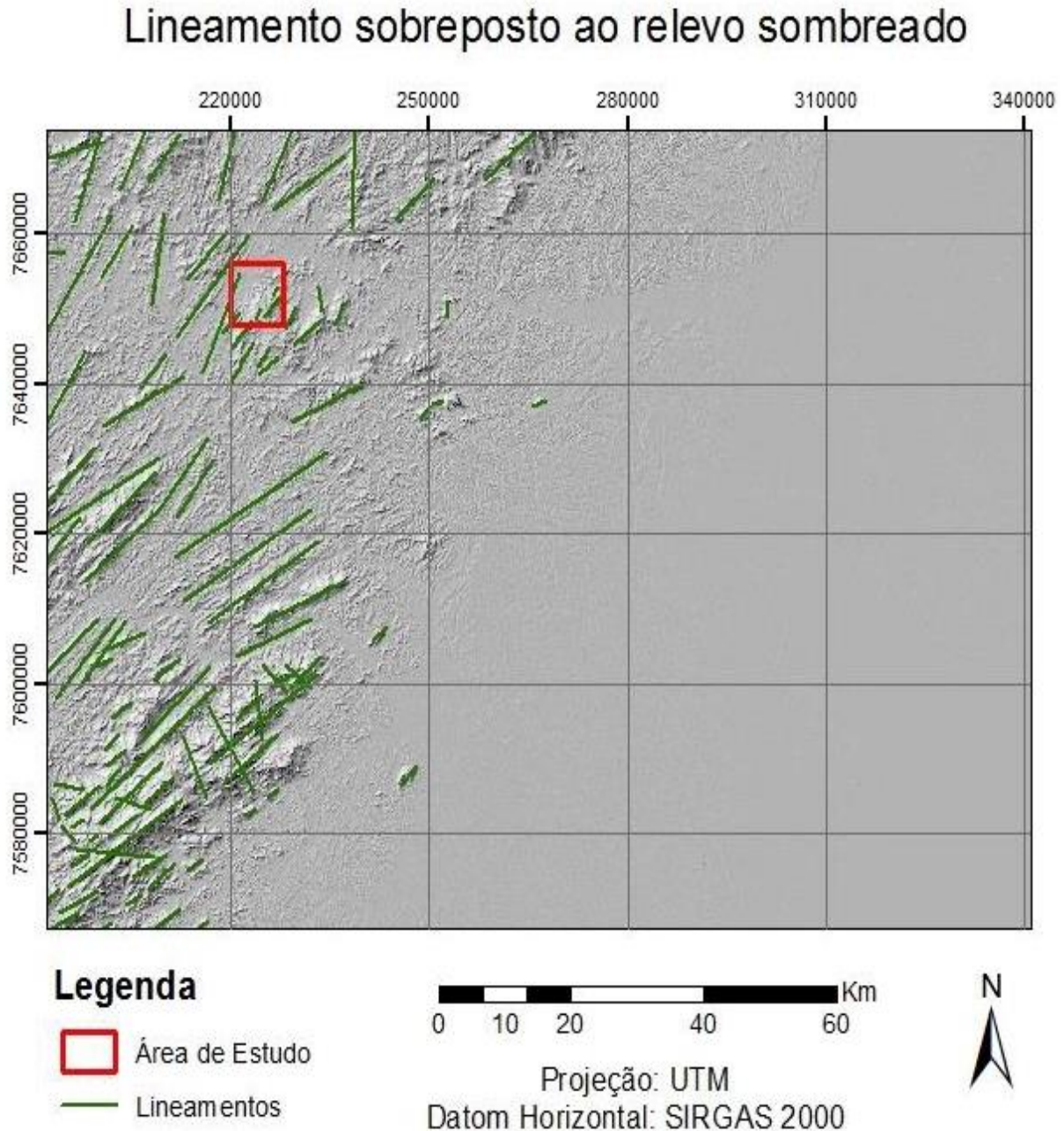


Figura 2: Principais estruturas lineares sobrepostas ao relevo sombreada da Folha SF-24-V-C (escala 1:1.000.000).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

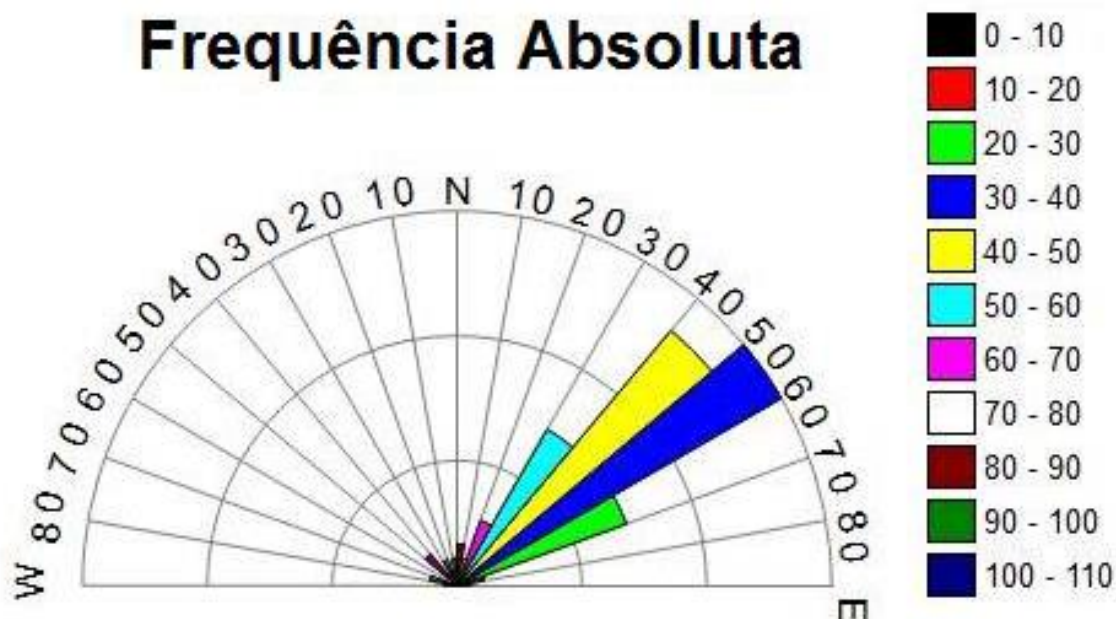


Figura 3: Diagrama de rosetas gerado através das estruturas lineares traçadas na Figura 63. Nesse diagrama é possível analisar com facilidade a frequência desses lineamentos assim como sua direção. Diagrama gerado no software *Spring 5.2.7*.

DISCUSSÕES

Com base nas características texturais e estruturais observadas em campo, assim como na composição mineralógica (em análise macroscópica) das rochas mapeadas é possível distinguir dois tipos de metamorfismo afetando as rochas de quase todas das Unidades mapeadas no contexto da área de estudo: metamorfismo regional; metamorfismo dinâmico. Também é importante ressaltar que as rochas possuem, em alguns casos, feições miloníticas e migmatíticas associadas.

O metamorfismo regional é caracterizado através da identificação das texturas (tamanho, forma e arranjo dos grãos), estruturas encontradas em campo como a foliação metamórfica, bandamento gnáissico, dobras e feições migmatíticas. Essas duas unidades correspondem a maior parte da área mapeada (cerca de 90 % do total) e as evidências de porções migmatíticas ocorrem por toda a região. A Unidade LeucogranitoGnaissificado, que foi classificada como um diatexitó, possui inúmeras texturas migmatíticas geradas por fusão parcial da rocha e que são características de alto grau metamórfico.

O metamorfismo dinâmico é marcado por porfiroclastos com estrutura *augen*(anastomosados), presença de recristalização dinâmica com sombra de pressão, deslocamento de grãos fraturados, pares de foliação *s/c*, bandamento milonítico dobrado (dobras fechadas, assimétricas, de arraste, em S e Z e intrafoliares), foliação protomilonítica, bandamento composicional e orientação preferencial de minerais (planares e lineares).

Com base principalmente na distribuição geográfica, semelhanças petrográficas, relações, feições e modo de ocorrências observadas em campo, e com informações que podem ser extraídas do mapa geológico confeccionado, é possível fazer algumas correlações com as unidades litoestratigráficas, eventos metamórficos e mapa geológico descrito regionalmente para a área de estudo. As correlações são primeiramente feitas com a Faixa Ribeira e quando possível também são realizadas correlações com o que é descrito para o orógeno Araçuai.

As unidades Biotita Gnaiss Milonítico, Granada - Biotita Gnaiss Milonítico, Mármore e Metabasito estão associadas à unidade Bom Jesus do Itabapoana. Essa unidade é descrita por

Duarte et al. (2012) como sendo uma sequência de rochas metavulcanossedimentares, de facies anfibolito alto a granulito, possuindo uma variedade de gnaisses que são heterogêneos, por serem bandados, migmatíticos e associados a bandas e/ou lentes de anfibolitos, rocha calcissilicáticas, gonditos, rochas metaultramáficas e mármore. O contato entre o mármore e os gnaisses é caracterizado por uma rocha pegmatóide (TUPINAMBÁ et al. 2007).

No presente trabalho também são encontrados gnaisses com porções migmatíticas e presença de enclaves de rochas calcissilicáticas, assim como lentes de rocha metabásica e mármore, que devido à escala de semi-detallhe compreenderam corpos mapeáveis. O mármore é branco de estrutura maciça onde podem ser observados finos grãos de coloração alaranjada/amarelada que possivelmente são humita/clino-humita. Tupinambá et al., (2007) descrevem esses mármore como dolomíticos podendo conter olivina (até 20%), flogopita, diopsídio e espinélio.

Níveis de pegmatito são encontrados com presença de textura gráfica e turmalina do tipo shorlita. A textura gráfica presente em pegmatitos na região de Bom Jesus do Itabapoana é descrita por Menezes (1982), a turmalina do tipo shorlita não havia sido descrita nas bibliografias pesquisadas. Os níveis de pegmatito também ocorrem no contato entre o Mármore e o Leucogranito Isotrópico e nessa região são encontrados escarnitos/escarnóides que também não foram relatados por Duarte et al. (2012).

Com relação ao orógeno Araçuaí essas unidades descritas podem ser correlacionadas às rochas metassedimentares do Complexo Nova Venécia. O Complexo Nova Venécia é constituído por paragnaisesperaluminoso (kinzigítico), com intercalações de rochas calcissilicáticas (NOCE, et al.2004; PEDROSA-SOARES, et al.2006, 2007). As associações mineralógicas das variedades de paragnaisse e rocha calcissilicática indicam metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito (PEDROSA-SOARES et al. 2006). Para Noce et al. (2004) os protólitos do Complexo Nova Venécia derivariam de fontes variadas e a idade de sedimentação situa por volta de 630 a 585 M.a.

A unidade LeucogranitoGnaissificado foi associada a Suíte São João do Paraíso (SSJP). A SSJP corresponde a corpos plutônicos de estrutura claramente diatexitica, com predomínio de porções leucossomáticas sobre as meso e melanossomáticas, presença de estruturas prévias (foliações, bandamentos) descontínuas e rompidas e de enclaves de rochas de composições variadas e refratárias, (anfibolitos, rochas calcissilicáticas, metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses (DUARTE et al., 2012) A SSJP é definida como a migmatização dos gnaisses e metassedimentos presente no Domínio Cambuci (TUPINAMBÁ et al., 2007) podendo ser considerada gerada a partir da fusão parcial dos gnaisses pertencentes a unidade Bom Jesus do Itabapoana.

As rochas da unidade LeucogranitoGnaissificado da área mapeada são diatexiticas, geralmente leucocráticasporfiroblásticas (porfiroblastos de granada e feldspatos), *schlieren*, dobras isoclinais e pitgmáticas, enclaves de rochas calcissilicáticas, veios de quartzo e diques de granitoides (inclusive do Leucogranito Isotrópico). Na região próxima a Italva essa unidade foi datada por Marques (2015) pelo método U-Pb laser ablation em zircão com idade de $610,3 \pm 4,7$ para um tonalitoleucocráticognaissificado e de $592,2 \pm 1,3$ para um sienogranitoleucocráticognaissificado com granada.

No contexto do orógeno Araçuaí, as rochas da unidade LeucogranitoGnaissificado podem ser correlacionadas a suíte G2 as quais são descritas por Pedrosa-Soares et al. (2007) como granitos do tipo S, do estágio sin-colisional que ocorreu entre 580 e 560 Ma. Esta suíte engloba granitos foliados, gnaissificados ou migmatizados (PEDROSA-SOARES et al.,2007, 2011). São corpos tabulares autóctones ou paraútoctones e intrusões concordantes com a foliação regional (PEDROSA-SOARES et al., 2007, 2011).

O Granito Cinza Foliado é uma rocha cinza, equigranular de granulação majoritariamente fina e estrutura levemente foliada dada pela orientação dos cristais de biotita.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ

A presença de allanita e seu halo avermelhado é uma característica comum desse granitóide (DUARTE et al., 2012). Apesar da presença de allanita ser descrita por Duarte et al. (2012a) o que também é observada na região de estudo esses granitoides são descritos sem especificação de litologia e são considerados como tardi a pós-colisionais. Marques (2015) datou pelo método U-Pb *laser ablation* em zircão rochas correspondentes ao Granito Cinza Foliado na área abrangida por esse trabalho. As amostras datadas são referentes aos pontos BJ-RM-02A e BJ-RM-09A de Marques (2015) correspondente aos pontos BJ.KG.29 e BJ.KG.031 desse trabalho que obteve idade de $601,1 \pm 1,4$ e $601,2 \pm 1,3$ respectivamente. Dessa maneira, essas rochas não foram correlacionadas com os granitoides tardi a pós-colisionais da Faixa Ribeira e também não se correlacionou com rochas do Orógeno Araçuai.

O Leucogranito Isotrópico é correlacionado aos granitoides tardi a pós-tectônicos. São muitas vezes expostos em blocos alinhados em topos de morro, encostas e em lajedos em leitos de rios, com direção preferencialmente NW-SE, assim como relatado por Duarte et al. (2012). Os mesmos autores descrevem que os granitos pós-tectônicos são rochas de cor clara, isotrópicos e equigranulares (fina a média) e possuem contatos bruscos com as rochas encaixantes sendo comum a ramificação de aplitos para as rochas encaixantes adjacentes, características que também são observadas no Leucogranito Isotrópico. Foi possível observar neste trabalho que em alguns afloramentos, comumente quando associados ao Granito Cinza Foliado, essa rocha pode aparecer com grãos milimétricos de anfibólio que se destacam em relação aos outros.

Na área de estudo, o Leucogranito Isotrópico é frequentemente associados ao Granito Cinza Foliado e cortam as demais unidades (com exceção do Metabasito e do Mármore). Além disso, Marques (2015) datou esse granito Isotrópico no afloramento que corresponde ao ponto BJ.KG.030 deste trabalho e BJ-RM-03A de Marques (2015). A idade encontrada foi de $508,6 \pm 2,2$ Ma (Cambriana) o qual é correlacionável com o primeiro, dentre dois pulsos de atividade magmática descrito por Valeriano et al. (2012).

É possível correlacionar a unidade do Leucogranito Isotrópico com a supersuíte G5 do orógeno Araçuai. Segundo Pedrosa-Soares et al. (2006, 2007), Gradim et al. (2014), a supersuíte G5 é composta por granitos do tipo I (estágio pós-colisional) com assinatura geoquímica cálcio-alcálico de alto K e Fe. São constituídos por corpos intrusivos livres de foliação regional (embora a foliação de borda e/ou fluxo ígneo possam, localmente, ser concordantes com a foliação regional). A Suíte G5 originou-se no intervalo 520-490 Ma, relacionado ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuai (PEDROSA-SOARES et al., 2006; 2007) e causou importante reaquecimento regional (GRADIM et al., 2014). Essas intrusões são comuns na porção sul do Orógeno Araçuai (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000).

CONCLUSÃO

O mapeamento geológico (escala 1:20000) realizado nesse trabalho permitiu o detalhamento da cartografia na área de Bom Jesus do Itabapoana (Nordeste do Estado do Rio de Janeiro), como corpos das principais unidades litológicas que puderam ser representadas no mapa geológico. Além disso, foram caracterizadas diversas estruturas concernentes às diversas etapas de deformação na Faixa Ribeira.

As unidades mapeadas nesse trabalho são denominadas de: Biotita Gnaiss Milonítico; Granada-Biotita Gnaiss Milonítico, Mármore; Metabasito; Granito Cinza Foliado; Leucogranito Gnaissificado (migmatito) e Leucogranito Isotrópico.

As unidades Biotita Gnaiss Milonítico e Granada - Biotita Gnaiss Milonítico possuem como características importantes um bandamento metamórfico que ocorre por vezes com foliação protomilonítica, com dobras fechadas de plano axial geralmente paralelo a foliação e indícios de migmatização (relacionado ao metamorfismo regional – de alto grau), além de conterem lentes de diversas composições.

A unidade LeucogranitoGnaissificado são rochas com alto grau de fusão parcial classificadas como diatexiticas. Essas rochas geralmente possuem grande porcentagem de porções leucossomáticas tornando-se leucocráticas. São comuns feições migmatíticas e irregulares como dobras pigmatíticas, isoclinais e presença de textura migmatítica tipo *schlieren*. Podem ter aspectos tanto de rochas metamórficas (bandamento composicional, foliação protomilonítica – em porções restritas nas exposições) quanto de rochas ígneas (grãos de feldspatos euédricos ou subédricos nas porções mais leucocráticas).

As unidades paraderivadas e o LeucogranitoGnaissificado apresentam estruturas que caracterizam um metamorfismo dinâmico impresso nas rochas com deformação no estado dúctil e/ou dúctil-rúptil com indicadores cinemáticos destrais (majoritariamente). Configuram um *trend* preferencialmente para NE com alto ângulo de mergulho que ocorrem tanto para NW quanto para SE. Existem duas grandes zonas de cisalhamentos com essas características nas proximidades da área mapeada, uma a noroeste (Zona de Cilhamento do Aré) e outra a sudoeste (Zona de Cisalhamento São João do Paraíso). Acredita-se que as rochas encontradas na área são influenciadas por essas zonas de cisalhamento.

O mármore é uma rocha branca de estrutura maciça e textura granoblástica. Em sua composição possivelmente ocorre humita/clino-humita.

A ocorrência de escarnitos/escarnoides e de níveis pegmatóides com textura gráfica e turmalina do tipo shorlita são encontrados geralmente associados com o contato do Mármore com a unidade do Leucogranito Isotrópico.

A unidade Metabasito é representada por uma rocha de coloração verde escura a preta, normalmente equigranular fina, de estrutura maciça ou bandada e textura granoblástica a nematoblástica. Ocorre como bandas/lentes de espessura centimétrica a decimétrica em meio ao Granada – Biotita Gnaiss Milonítico, Biotita Gnaiss Milonítico e em meio ao LeucogranitoGnaissificado.

O Granito Cinza Foliado é uma rocha cinza de estrutura levemente foliada marcada pela orientação de cristais de biotita e com presença de allanitametamítica. Essa unidade ocorre frequentemente associada ao Leucogranito com interação de assimilação de Granitoide Cinza Foliado pelo Leucogranito Isotrópico.

O Leucogranito Isotrópico é uma rocha esbranquiçada a rosada, estrutura maciça com exposições alinhadas na direção preferencialmente NW-SE. Essa rocha possui contatos bruscos com as rochas encaixantes sendo comum a ramificação de aplitos para as rochas encaixantes adjacentes. Ocorre como diques que cortam as demais unidades da região.

A partir desse estudo, sugere-se a continuação tanto de novos mapeamentos geológico de semi-detalle nas áreas próximas da região mapeada e também adensamento da malha de pontos dentro da área de estudo quanto desenvolvimento de outros estudos que irão auxiliar na interpretação e evolução do contexto geológico regional. São exemplos, a confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica microscópica: com intuito de se analisar as paragéneses minerais para determinação mais precisa do grau metamórfico, bem como nas porções metassomáticas para determinação do zoneamento mineral (determinação precisa de escarnoides, escarnitos de reação ou escarnito *stricto sensu*); análise microtectônica: possíveis microestruturas de fusão que podem ser observadas nas unidades metapelíticas e no LeucogranitoGnaissificado, além do estudo preciso das fases deformacionais; análise geoquímica para determinação de séries e suítes (principalmente para as rochas graníticas); e, por fim, estudos geocronológicos, visto que os gnaisses metapelíticos podem ter distintas fontes (estudo de proveniência), de acordo com a literatura.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE DAS UNIDADES GRANÍTICAS E DAS ROCHAS PARADERIVADAS DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO DE BOM JESUS DO ITABAPOANA, RJ
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. **O Cráton de São Francisco**. Rev. Bras. Geoc. v.7, p. 349-364. 1977.

CARTA DO BRASIL - ESC. 1:50.000. **Folha SF-24-G-I-2**. IBGE. 1ª ed. Rio de Janeiro: Serviço Gráfico da Fundação IBGE, 1969.

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

GRADIM,C.; RONCATO, J.;PEDROSA-SOARES, A.C.;CORDANI, U.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F.F.; QUEIROGA, G.; JACOBSON, T.; SILVA, L,C.; BABINSKI, M. 2014. **The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation**. Brazilian Journal of Geology, 44(1): 155-180, 2014.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Org.) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 647p.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M., SIGA; O., TROUW, R. **Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions**. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J, BRITO NEVES; B.B., DE WIT M.J. (Eds). West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. The Geological Society Special Publication. v.294, p.211 -237. 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Ortofoto 1:25.000 do Projeto RJ-25**. IBGE, 2008. Disponível em: <ftp://geofp.ibge.gov.br/imagens_aereas/ortofoto/projeto_rj_escala_25mil/tif/>. Acesso em: 05 mar. 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Infragráficos-Dados gerais do município de Bom Jesus do Itabapoana**. Disponível em: <http://www.cidades.ibge.gov.br/painel/painel.php?lang=&codmun=330060&search=rio-de-janeiro|bom-jesus-do-itabapoana|infogr%E1ficos:-dados-gerais-do-munic%EDpio>. Acesso em 31 mar.2015.

MARQUES, R.A. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos graníoides do Domínio Cambuci (Terreno Oriental da Faixa Ribeira) na região de Itaperuna, noroeste do estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, RJ: FGEL-UERJ, 2015. 296 p. Dissertação de Doutorado (Doutorado em Geologia), FGEL-UERJ, Rio de Janeiro, RJ, 2015.

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, 349: 587-592, 2004

PEDROSA-SOARES, A.C.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; RONCATO, J.; NOVO, T.; DIAS, P.; GRADIM, D.; MEDEIROS, S.; JACOBSON, T.; BABINCKI, M.; VIEIRA, V. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo (180 –190S, 410 – 41030´W).** Geonomos, Belo Horizonte, v. 14, p. 97- 111. 2006.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M., ALKIMIM F.F.; SILVA, L. C., BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida.** Revista Geonomos. V. 15, n- 2, p 1-16. 2007.

PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS C.P., NOCE C.M., SILVA L.C., NOVO T., RONCATO J., MEDEIROS S., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKIMIM F.F. **Late Neoproterozoic Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian pegmatite province and related mineral resources.** Geological Society, London, Special Publications. v. 350. p. 25-51. 2011.

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.

VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G. **U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent.** Journal of South American Earth Sciences, v. 32. 2011. p. 416-428. 2012.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDKA I.P., MEDEIROS S.R., MENDES J.C., MOURA, J.C. **Arquitetura de Plútons Zonados da Faixa Araçuaí – Ribeira.** In: Ver. Geonomos, v. 8 (1), p. 25-38. 2000.

Capítulo 4

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E
ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE
VARGEM ALTA – ES**

Luiz Filipe Mardegan Games¹, Edgar Batista de Medeiros Júnior², Rodson de Abreu

Marques³, Viviane Ramos Neves Nunes⁴

RESUMO. O Espírito Santo tem destaque nacional na exploração, produção e beneficiamento de rochas ornamentais como mármore e granitos, entretanto possui uma grande deficiência em informações geológicas. O trabalho teve como objetivo principal a caracterização petrográfica e estrutural de corpos de mármore e rochas associadas que ocorrem na porção sul do Espírito Santo, mais especificamente, nos arredores da cidade de Vargem Alta. As ocorrências de mármore e/ou outros litotipos identificados e descritos neste trabalho podem vir a tornarem-se jazidas importantes. Foram definidos e mapeadas, na escala de 1:25.000, 3 unidades litológicas: unidade gnaisse, formada pelo biotita $\pm$ hornblenda gnaisse (BtHblGn) e pelo microclina gnaisse (McGn); unidade mármore (Marm), composta por mármore, clinopiroxênio-plagioclásio hornfels e anfibolito e, por fim, a unidade granito (Gt). As estruturas dúcteis identificadas na área são em sua maioria foliações metamórficas com direção NE-SW podendo chegar até NNE-SSW e as estruturas rúpteis observadas foram apenas algumas fraturas. Definiram-se duas fases metamórficas diferenciadas, a primeira (M1) indica um processo metamórfico progressivo de fácies anfibolito. A segunda (M2) representa o retrometamorfismo da fase anterior em condições de fácies xisto verde. Através do mapa e perfis geológicos confeccionados neste trabalho, na escala de 1:25.000, verificou-se que a unidade mármore está em contato com a unidade microclina gnaisse tanto a W quanto a E. Essa configuração poderia ser explicada pela existência de uma grande estrutura sinformal ou por uma zona de cisalhamento rúptil de empurrão no contato leste do mármore com a unidade microclina gnaisse. A primeira hipótese foi descartada com base na não variação da direção da foliação. A segunda é mais plausível, embora não se tenha encontrado em campo evidências estruturais que comprovassem a existência de dessa zona.

PALAVRAS-CHAVE. Gnaisse; mármore; metamorfismo; petrologia; retrometamorfismo.

INTRODUÇÃO

O Espírito Santo tem destaque nacional na exploração, produção e beneficiamento de rochas ornamentais como mármore e granitos. Entretanto, o estado possui uma grande

¹Geólogo - Cachoeiro de Itapemirim, ES, Brasil

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

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

⁴ Geóloga – Vitória, ES, Brasil

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

deficiência em informações geológicas, com poucos trabalhos de detalhe que tratam da distribuição espacial desses litotipos, das suas variações petrográficas e suas relações de contatos. O presente trabalho fundamentou-se na obtenção de dados petrográficos e estruturais de corpos de mármores e rochas associadas que ocorrem na porção sul do Espírito Santo, mais especificamente, nos arredores da cidade de Vargem Alta. As ocorrências de mármores e/ou outros litotipos identificados e descritos neste trabalho podem vir a tornarem-se jazidas importantes.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada abrange parte dos municípios de Cachoeiro de Itapemirim e Vargem Alta, no sul do estado do Espírito Santo. Possui aproximadamente 18 km² e está inserida em um quadrante delimitado pelas coordenadas: 7713 338 N; 283 970 E (vértice noroeste) e 7710 837 N; 289 099 E (vértice sudeste) (Fig.1) sendo a referência geográfica *datum* WGS-84. Para acessar a área a partir da capital Vitória-ES, deve-se seguir pela BR-101 até o município de Iconha-ES, onde se toma a rodovia ES-375 no sentido Vargem Alta até a entrada do distrito de Prosperidade. A distância percorrida neste trajeto é de aproximadamente 140 km.

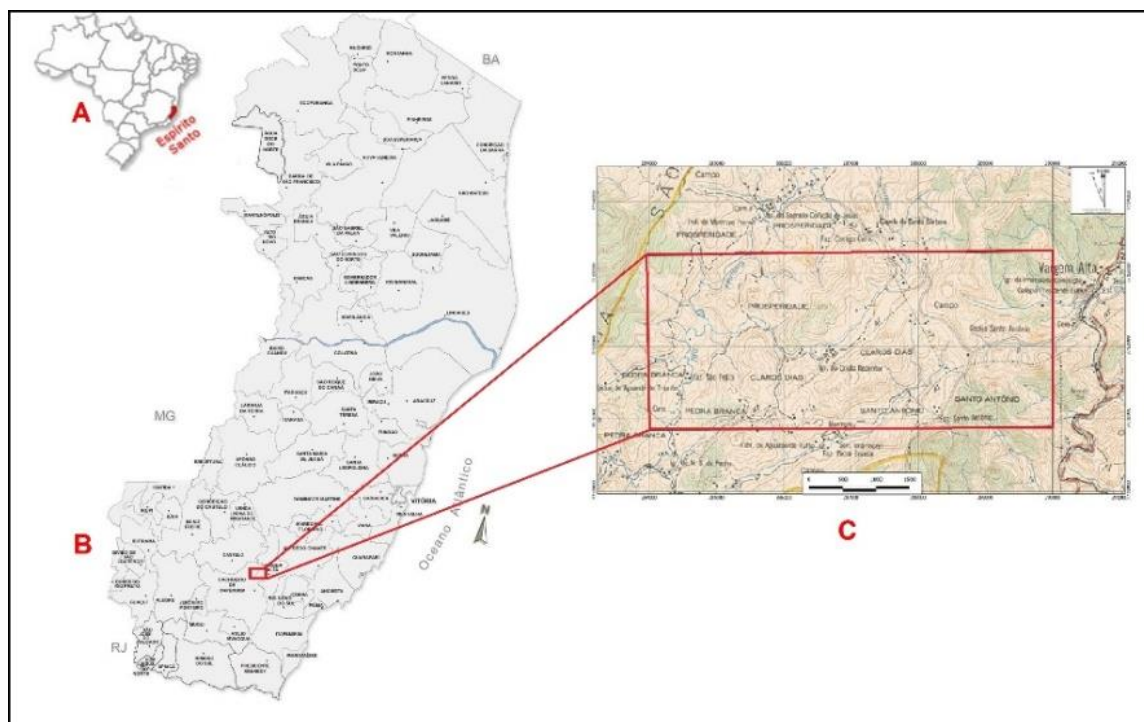


Figura 1:(A) Mapa do Brasil, em destaque o estado do Espírito Santo na cor vermelha. Fonte: IPES (B) Mapa do Espírito Santo com a localização da área estudada demarcada pelo retângulo vermelho. Fonte: IPES. (C) Em detalhe, retângulo vermelho delimitando a região de Vargem Alta. Fonte: Carta Topográfica 1:50.000 - CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM SF-24-V-A-V-4, IBGE

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se na Província Mantiqueira que, segundo Heilbron et al. (2004), desenvolveu-se durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro - Pan Africana, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA 1977). A Província Mantiqueira localiza-se a leste do Cráton do São Francisco e do Cráton Rio de La Plata e se estende por 3000 km, do sul da Bahia ao Uruguai. Esta província guarda uma longa

e complexa evolução neoproterozóica, integrando uma sucessão de cinturões controlados por diferentes sistemas de cavalgamentos transpressivos em direção às margens cratônicas (HEILBRON et al. 2004).

Segundo Heilbron et al. (2004), o Sistema Orogênico da Mantiqueira é composto pelos segmentos Meridional (Orógeno Dom Feliciano); segmento Central (Orógeno Ribeira e Apiaí; porção Sul do Orógeno Brasília) e segmento Setentrional (Orógeno Araçuaí).

A área deste trabalho está inserida na porção sul do domínio interno do Orógeno Araçuaí, caracterizado predominantemente por rochas graníticas e metamórficas de alto grau (Fig.2) (Pedrosa-Soares et al. 2007).

Segundo Alkmim et al. (2003, 2006, 2007) e Pedrosa-Soares et al. (2007) são reconhecidos quatro estágios orogênicos para a Faixa Araçuaí denominados pré-colisional (630-580 Ma), sin-colisional (580-560 Ma), tardi-colisional (560-530 Ma) e pós-colisional (530-490 Ma).

O estágio pré-colisional refere-se à geração do arco magmático do Orógeno Araçuaí, constituído por tonalitos e granodioritos (Suíte G1) e rochas vulcânicas do Rio Doce. Os corpos de G1 são batólitos e *stocks* que apresentam a foliação regional, muitas vezes milonítica, e outras estruturas impressas pela deformação sin-colisional, em quase toda sua extensão (PEDROSA-SOARES et al. 2007).

O estágio sin-colisional é caracterizado pela edificação do Orógeno Araçuaí, representando um período de intensa deformação, metamorfismo, migmatização e granitogênese do tipo S (Suíte G2) (VIEIRA, 2007).

Segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), o estágio tardi-colisional é constituído pelos produtos da granitogênese do tipo S, que representam a suíte G3. Nesta suíte as rochas típicas são leucogranitos com granadas e/ou cordierita, pobres em mica e livres da foliação regional. Feições petrográficas e estruturais evidenciam que os cordierita-granada leucogranitos G3 são produtos da fusão parcial de granitos da Suíte G2. Evidências disso, segundo Pedrosa-Soares et al. (2006) são as relações de corte e as presenças, em G3, de restos não digeridos e traços de foliação (*schlieren*) de G2 e de granada (com inclusão de fibrolita dobrada) herdada de G2.

O estágio pós-colisional oferece evidências marcantes do colapso extensional do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, no domínio tectônico externo, a clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a foliação regional é a principal estrutura originada pelo colapso extensional do orógeno. Neste estágio formaram-se as suítes G4 e G5 que são constituídas por plútons intrusivos, livres de foliação regional. Muitas dessas intrusões são circunscritas pela foliação regional, a qual conforma em torno de seus contatos. Grandes distritos pegmatíticos produtores de gema e minerais industriais estão relacionados às suítes G4 e G5 (PEDROSA-SOARES et al. 2001).

As unidades litoestratigráficas da área de estudo são rochas do Complexo Paraíba do Sul (CPS) e granitóides sin a pós-colisionais. Lima et al. (1981), no mapeamento da Folha SD.24 Salvador, empregaram pela primeira vez o termo Complexo Paraíba do Sul, porém, para denominar um conjunto de gnaisses granatíferos e kinzigitos que atravessa a Folha SE.24 Rio Doce e penetra no domínio das Folhas SF.24 Vitória e SF.23 Rio de Janeiro (Lima et al. *in* RADAMBRASIL 1983). O CPS é constituído por uma sequência metassedimentar e outra metavulcanossedimentar (VIEIRA, 2007). A primeira é formada por granulitos aluminosos a sillimanita, granada e cordierita, que possuem níveis de quartzitos, anfibolito e calciossilicáticas. A sequência metavulcanossedimentar é composta por biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses que apresentam níveis de quartzitos, anfibolito, gnaisses aluminosos e mármore dolomíticos e calcíticos. As ocorrências de mármore são restritas à porção sul do Espírito Santo (VIEIRA, 2007). Segundo Jordt-Evangelista & Viana (2000), os mármore da região do município de Cachoeiro de Itapemirim – ES são predominantemente dolomíticos, mas também possuem variedades calcíticas que comumente exibem diminutas inclusões de

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

dolomita em forma de gota. A paragênese olivina + diopsídio + espinélio + carbonato encontrada por esses autores indica que esses litotipos também foram submetidos a condições metamórficas de fácies granulito.

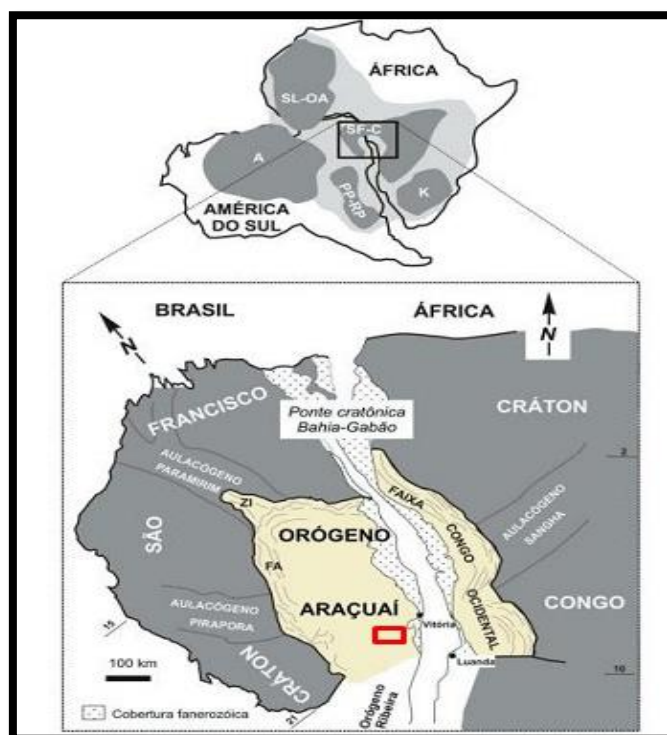


Figura 2: Localização da área estudada no contexto geológico do Orógeno Araçuai (quadrado vermelho). Fonte: Alkmim et al. (2006)

METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas podem ser divididas em etapa pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo. A tabela 1 mostra o cronograma das atividades desenvolvidas durante a execução do trabalho. Na etapa pré-campo, foi realizada revisão bibliográfica da geologia regional e local referente à área em estudo, bem como a análise de artigos, livros e cartas geológicas que abordam a temática. Além disso, foi feita a preparação para a etapa de campo, com a utilização de softwares de geoprocessamento para elaboração da base cartográfica.

Tabela 1: Cronograma das atividades desenvolvidas.

Etapas (Meses)	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abril	Mai	Jun	Jul
Compilação de dados Bibliográficos	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Elaboração Base Cartográfica		X	X						
Atividades de Campo				X					
Descrição de Lâminas						X	X		
Confecção de Mapa Geológico						X			
Elaboração de Relatório Técnico						X	X	X	
Apresentação Final do Trabalho									X

A etapa de campo foi realizada nos dias 10 a 15 de fevereiro e nos dias 23 a 28 de fevereiro de 2012, totalizando 12 dias. Durante o mapeamento foram visitados 110 pontos. A cartografia geológica consistiu na identificação e descrição das unidades lito-estruturais mapeáveis na escala 1:25.000. Alguns litotipos foram selecionados para a confecção de lâminas delgadas. Para atividade de campo foram utilizados os seguintes materiais: caderneta, martelo, lupa, bússola, GPS e caneta magnética. O sistema de projeção utilizado foi o UTM (Universal Transverso de Mercator), *datum* WGS-84

Durante a etapa pós-campo foram confeccionadas 10 lâminas delgadas das amostras mais representativas, para descrição mineralógica e microestrutural. Estas lâminas foram analisadas por meio de microscopia de luz transmitida. As fotomicrografias foram obtidas utilizando-se o *software Bell View* e trabalhadas no *Adobe Illustrator 10*. A interpretação dos dados estruturais foi auxiliada pela elaboração de um mapa de lineamentos em uma imagem de satélite disponibilizada no site do IEMA, além disso, foram feitos estereogramas e diagramas de roseta produzidos pelo *software MOVE*, versão 2009. Posteriormente, foi realizada a compilação e integração de todos os dados obtidos e iniciou-se a confecção do relatório do seminário de graduação e geração do mapa geológico e da seção na escala 1:25.000 no *software ArcGis*, versão 9.3 e no *Corel Draw*, versão X5.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os litotipos encontrados na área de estudo e dispostos no mapa geológico de escala 1:25.000 são: unidade mármore, constituída por rochas carbonáticas e calciossilicáticas, unidade granito e unidade gnaiss, formada por biotita $\pm$ hornblenda gnaiss (BtHblGn) e por microclina gnaiss (McGn). Estes pertencem ao domínio morfológico de morros arredondados que possuem topo reto, dando origem geralmente a *cuestas*.

O microclina gnaiss possui uma distribuição espacial que abrange 20% da área e, ocorre em duas porções: uma a nordeste, entre o mármore e o biotita $\pm$ hornblenda gnaiss; outra a oeste também em contato com o mármore. O contato do microclina gnaiss com o biotita $\pm$ hornblenda gnaiss aparentemente é difuso, dessa forma o contato foi inferido observando o MDE e o controle de campo. Em relação aos mármore não foi possível estabelecer o tipo de contato em campo devido ao intemperismo. Em escala macroscópica, o McGn possui estrutura foliada composta essencialmente por quartzo, feldspato, muscovita e biotita. Petrograficamente, a rocha possui estrutura inequigranular, granoblástica, granulação predominantemente média a grossa, com uma foliação incipiente marcada por uma leve orientação da biotita. Notam-se diferentes composições mineralógicas, tais como (em ordem de maior ocorrência/volume total): microclina (28-50%), quartzo (25-48%), plagioclásio (11-20%), muscovita (até 6%) e biotita (3-5%) (Fig.3). A granada, o zircão, a apatita e os minerais opacos perfazem menos que 1% do volume total da rocha e aparecem como minerais acessórios.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

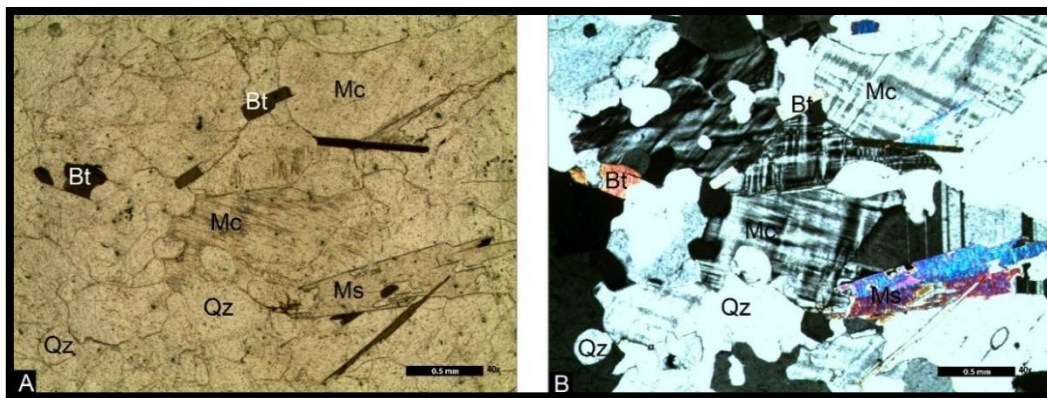


Figura 3: Visão petrográfica do microclina gnaiss com a distribuição dos minerais essenciais: microclina (Mc), quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), muscovita (Ms) e biotita (Bt). A- LPP; B-LPX.

Os grãos de microclina ocorrem na forma de cristais xenoblásticos, com granulação entre 0,20 mm a 2,80 mm. Possuem maclas do tipo *tartan* e, por vezes, tem exsoluções de pertita e inclusões de biotita e quartzo. Os contatos com grãos da mesma fase mineral, de plagioclásio e quartzo são frequentemente interlobados (Fig.4). Os grãos de quartzo são xenoblásticos de contato interlobados, com granulação entre 0,10 a 2,60 mm. Alguns cristais apresentam-se alongados na direção da foliação principal, assemelhando-se a microestruturas do tipo *ribbon*. Os grãos de plagioclásio xenoblásticos de contatos interlobados, com granulação entre 0,20 mm a 1,50 mm. Comumente apresentam maclas polissintéticas que por vezes estão acunhadas e não atravessam totalmente o cristal, ou seja, são evanescentes.

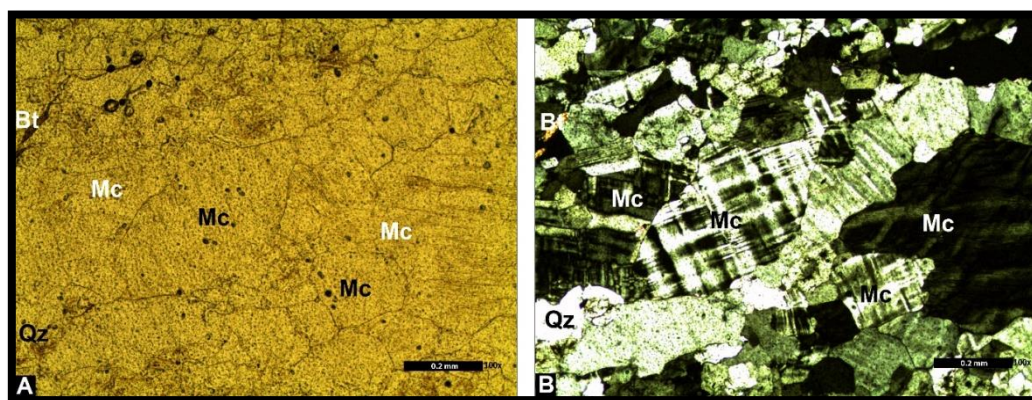


Figura 4: Contatos do tipo interlobados entre os grãos do microclima gnaiss. A- LPP; B- LPX.

Os grãos de muscovita ocorrem na forma de cristais xenoblásticos a tabulares com granulação entre 0,2 mm a 1,1 mm. Ocorrem frequentemente como substituição de k-feldspato. Os grãos de biotita ocorrem na forma de cristais tabulares levemente orientados, com granulação entre 0,20 mm a 1,60 mm. Algumas palhetas estão parcialmente cloritizadas (Fe-Mg clorita). Como inclusões tem-se zircão, marcados pelos pleocróicos (Fig.5), além de apatita. Os grãos de granada ocorrem na forma de cristais subidioblásticos de granulação entre 0,20 mm a 0,9 mm (Fig.6). Comumente estão fraturadas e livres de inclusões. Os grãos de zircão ocorrem na forma de cristais subidioblásticos, de granulação entre 0,02 mm a 0,06 mm, geralmente inclusos na biotita. Os minerais opacos possuem hábito granular e a granulação entre 0,3 mm a 0,7 mm. Os grãos de clorita (Fe-Mg) ocorrem na forma de palhetas de hábito

tabular com cores de interferência acastanhada e/ou azuladas. A granulação varia entre 0,20 mm a 1,60 mm.

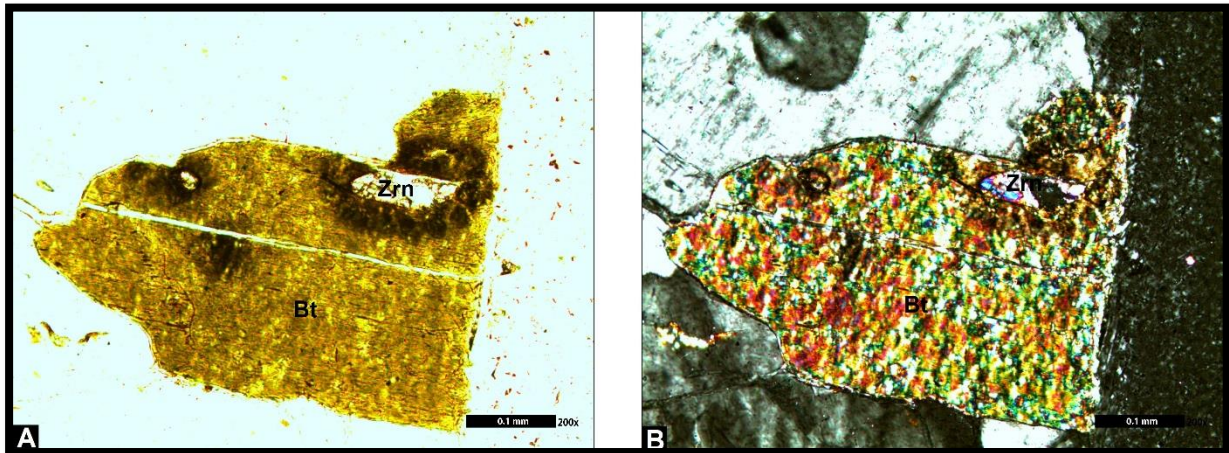


Figura 5. Inclusões de zircão (Zrn) na biotita (Bt) formando os halos pleocróicos. A- LPP; B-LPX.

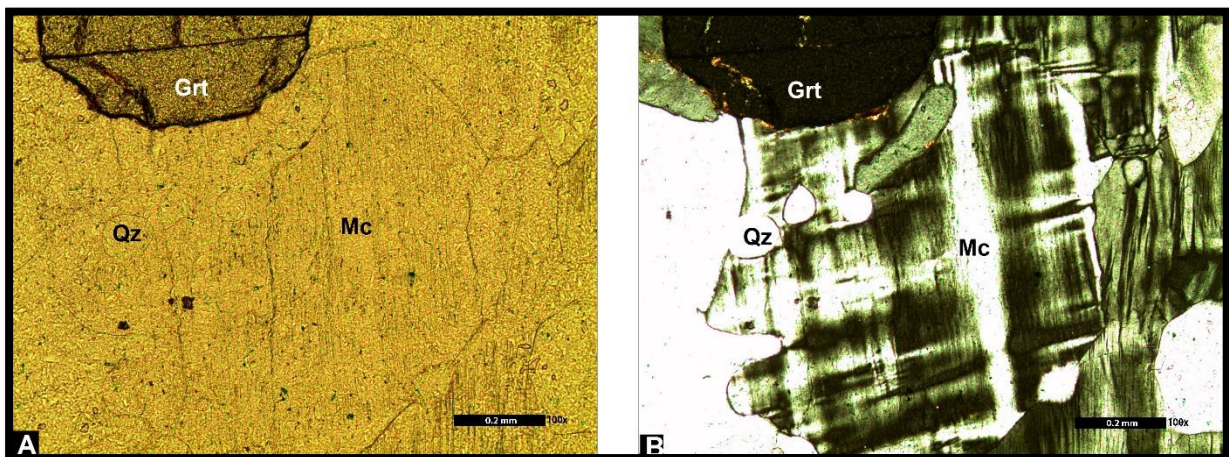


Figura 6. Visão microscópica mostra a granada (Grt), a microclina (Mc) e o quartzo (Qz). A- LPP-Luz Polarizada Plana; B-LPX-Luz Polarizada Cruzada.

O biotita $\pm$ hornblenda gnaiss (BtHblGn) possui uma distribuição espacial que abrange 40% da área e ocorre na porção leste, faz contato com o McGn e com o Marm devido ao intemperismo. Em escala macroscópica, observa-se que a rocha possui bandamento milimétrico a centimétrico e composição mineralógica quartzo, feldspato e biotita. Em escala microscópica, o BtHblGn possui textura granolepidoblástica a granonematoblástica, caracterizada pela intercalação de camadas quartzo-feldspáticas e outras com biotita e/ou anfibólio orientados (Fig.7). Os litotipos que compõem essa unidade possuem algumas variações composicionais, pois alguns não possuem anfibólio, aqueles que possuem podem apresentá-lo mais fortemente colorido ou tons pálidos e a biotita pode ser castanho-escuro ou castanho-avermelhado.

O anfibólio presente foi classificado como hornblenda e perfaz até 39% das rochas em que é encontrado. Normalmente possui pleocroísmo nos tons de verde-escuro, castanho-claro e verde-acastanhado. Somente na lâmina 011A, aparece em tons mais pálidos. Ocorre na forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos frequentemente orientados, de granulação entre 0,20 mm a 2,80 mm. Alguns grãos ocorrem inclusão de zircão e apatita. Associa-se comumente a biotita e verifica-se a existência de halos pleocróicos gerados por allanita. Os grãos de biotita

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

perfazem até 42% da rocha e ocorrem na forma de cristais tabulares orientados ao longo da foliação principal. O pleocroísmo desse mineral varia em alguns litotipos dessa unidade. Nos pontos 011 e 018, possui coloração amarelo-pálido a castanho-avermelhado, indicando que são ricos em titânio (Ti); e nos pontos 021 e 024, é amarelo-pálido a castanho-escuro. Comumente contem inclusões de apatita e zircão e está parcialmente cloritizada (Fe-Mg clorita).

Os grãos de quartzo representam de 10 a 26% da rocha e ocorrem na forma de cristais xenoblásticos de contatos interlobados a poligonizados, de granulação 0,10 mm a 1,00 mm. Alguns grãos possuem extinção ondulante. Os grãos de plagioclásio representam de 15 a 21% da rocha e ocorrem na forma de cristais xenoblásticos de contatos interlobados, de granulação 0,30 mm a 2,50 mm. Geralmente possuem maclas polissintéticas que, por vezes, são evanescentes. Alguns grãos estão parcialmente sericitizados e saussutizados.

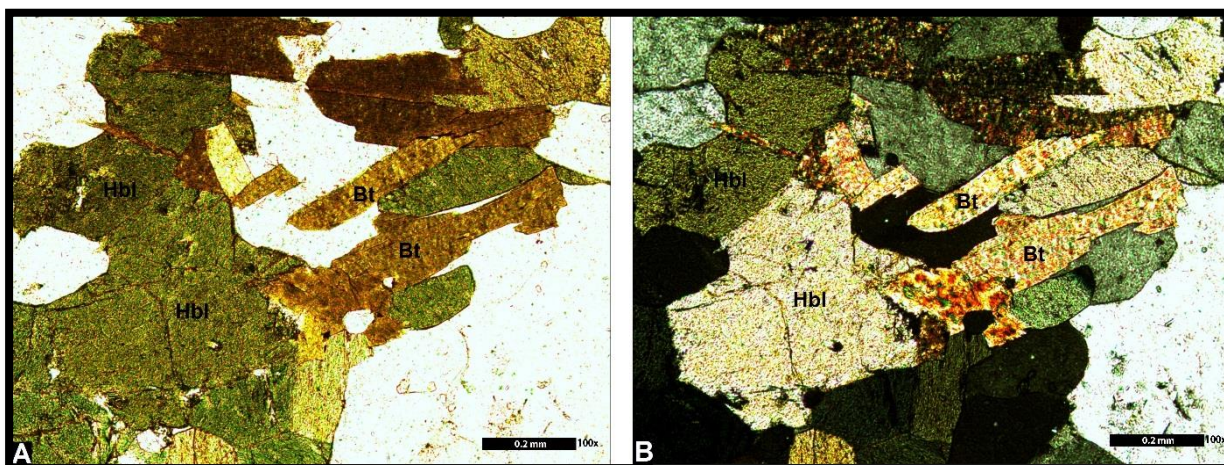


Figura 7: Visão microscópica mostrando os cristais de hornblenda (Hbl) e biotita (Bt). A- LPP-Luz Polarizada Plana; B-LPX-Luz Polarizada Cruzada.

Os grãos de microclina são granoblastos xenoblásticos de 0,3 a 1,2 mm, que perfazem de 5 a 10% da rocha. Exibem macla Tartan e possuem contatos frequentemente interlobados. Alguns estão parcialmente sericitizados. Comumente está associada as porções mais ricas em plagioclásio. Os grãos de granada representam até 3% da rocha, com tamanhos entre 0,3 a 3 mm. Formam porfiroblastos xenoblásticos, poiquiloblásticos, com inclusões de quartzo, biotita, anfibólio e opacos. Os grãos de apatita ocorrem com granulação que varia entre 0,2 mm a 0,7 mm, sob a forma de cristais de hábito prismático longo e seções basais semi-hexagonais. Os grãos de zircão ocorrem na forma de cristais idioblásticos, de granulação entre 0,06 mm a 0,30 mm, geralmente aparecem inclusos em hornblenda e biotita. Os minerais opacos possuem hábito granular e a granulação varia entre 0,05 mm a 0,40 mm

A unidade mármore (Marm) apresenta uma distribuição espacial que abrange 35 % da área, estende-se de norte à sul da mesma e formam um corpo com direção NE-SW. É composta essencialmente por mármore, que frequentemente possui níveis máficos tabulares ora discordantes, ora concordantes com a foliação. Em alguns afloramentos, também se observa a ocorrência de porções quartzo-feldspáticas. Com isso, pode-se descrever três litotipos distintos: mármore, clinopiroxênio-plagioclásio granofels e anfibolito. Os mármores, em escala macroscópica, ocorrem na maioria das vezes com estrutura foliada, com o bandamento dado pela intercalação de camadas de coloração cinza, composta por carbonato de granulação grossa e outras de coloração branca carbonato de granulação fina a média (Fig.8).



Figura 8. Mármore com o bandamento e a intercalação de camadas de coloração cinza e branca

Em escala microscópica, o mármore é composto por (em ordem de maior ocorrência/volume total): carbonato, clinopiroxênio, olivina e tremolita (Fig.9). Os grãos de carbonato ocorrem na forma de cristais granulares xenoblásticos, que frequentemente exibem contatos polygonizados. Perfazem cerca de 60% da rocha e a granulação varia entre 1,00 mm a 2,30 mm. No campo, ao se colocar ácido clorídrico em contato com a rocha carbonática observou-se efervescência incipiente, o que permite concluir que o mármore é mais rico em dolomita. Os grãos de clinopiroxênio ocorrem na forma de cristais subidioblásticos a xenoblásticos de granulação entre 0,25 mm a 4,75 mm, que perfazem 30 % da rocha. Os grãos de olivina representam cerca de 5% da rocha e ocorrem na forma de cristais granulares, com granulação entre 0,2 a 0,7 mm relevo alto. Frequentemente está associada a piroxênio e carbonato. Os grãos de tremolita perfazem até 5% a rocha e ocorrem sob a forma de cristais idioblásticos a subidioblásticos, que frequentemente estão associados a piroxênio.

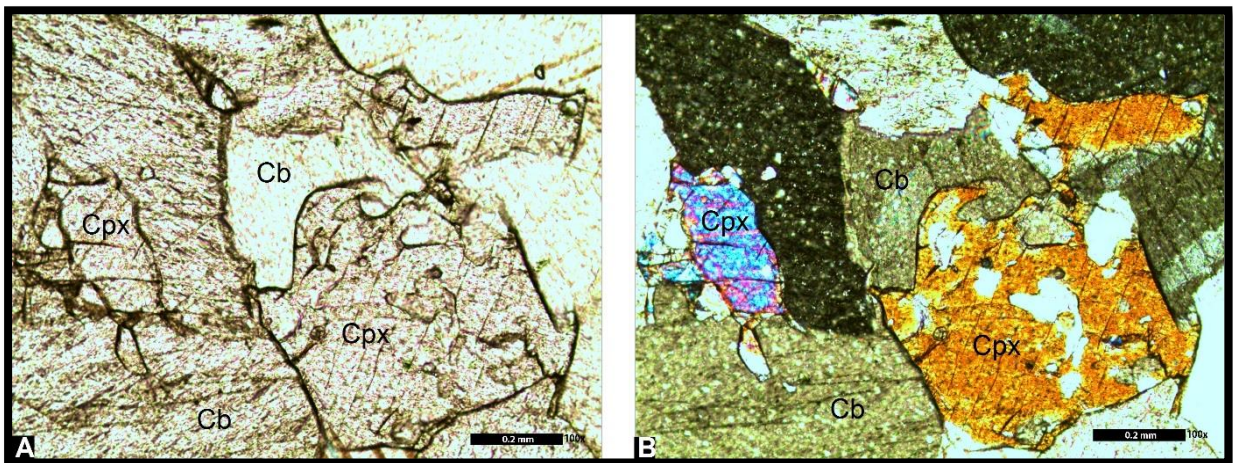


Figura 9. Visão petrográfica do mármore com a distribuição dos minerais: clinopiroxênio (Cpx), carbonato (Cb). A- LPP-Luz Polarizada Plana; B-LPX-Luz Polarizada Cruzada.

O clinopiroxênio-plagioclásio granofels, rocha associada ao mármore, possui um nível centimétrico de cristais de clinopiroxênio, quartzo, actinolita e carbonato de granulação muito grossa. A rocha se difere desse nível em termos de mineralogia e textura, pois possui granulação média a grossa e composição dada por (em ordem de maior ocorrência/volume total): plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, actinolita, microclina, titanita, sericita, epidoto, zircão e

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

opacos (Fig.10). O zircão e os minerais opacos perfazem 2% do volume total da rocha como minerais acessórios (Fig.11). Os grãos de plagioclásio representam 40% da rocha na forma de cristais xenoblásticos e granulação entre 0,20 mm a 1,20 mm. Alguns apresentam maclas polissintéticas intensamente saussuritizados e sericitizados. Os contatos variam de interlobados a polygonizados. Os grãos de quartzo perfazem 20% da rocha e ocorrem na forma de cristais xenoblásticos, com granulação entre 0,20 mm a 1,20 mm. Os contatos entre os grãos são frequentemente interlobados. Os grãos de clinopiroxênio representam 15% da rocha e ocorrem na forma de cristais subidioblásticos, com granulação entre 0,6 mm a 1,2 mm. Frequentemente estão associados a grãos de plagioclásios e actinolita, que parece ser formada às custas do piroxênio. Os grãos de microclina perfazem 6% da rocha na forma de cristais xenoblásticos, com granulação entre 0,1 mm a 1,2 mm. Comumente possuem contatos interlobados. Os grãos de actinolita perfazem até 5% da rocha na forma de cristais subidioblásticos, com hábito prismático e zonamento de cor (centro: verde-azulado, verde-claro e verde-escuro; borda: incolor). Possuem granulação entre 1,1 mm a 4,0 mm. Frequente está associada ao piroxênio e parece ser produto da substituição do mesmo. Os grãos de titanita perfazem até 5% da rocha e ocorrem na forma de cristais subidioblásticos, com granulação entre 0,1 mm a 0,6 mm.

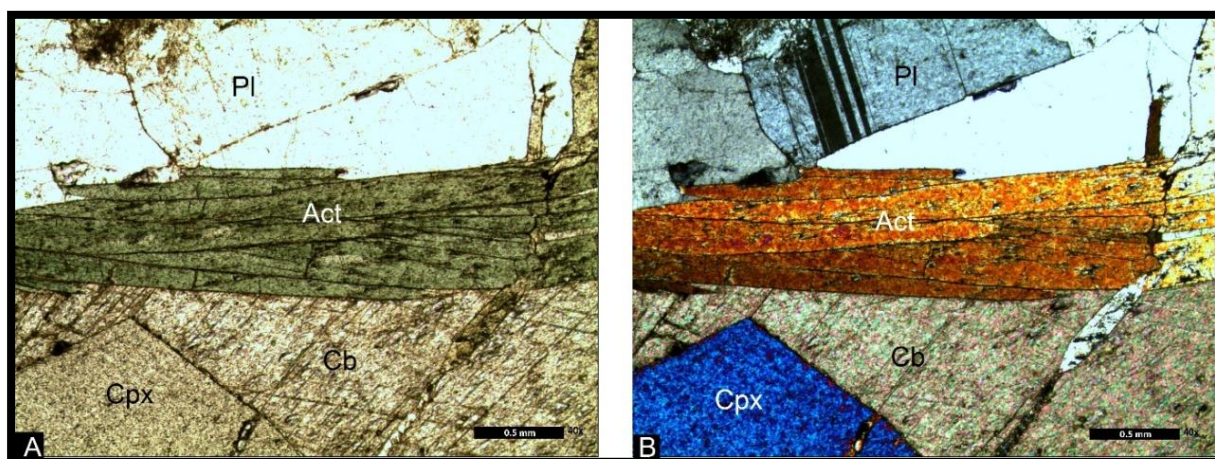


Figura 10. Clinopiroxênio-plagioclásio granofels: plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx), actinolita (Act) e carbonato (Cb). A- LPP; B-LPX.

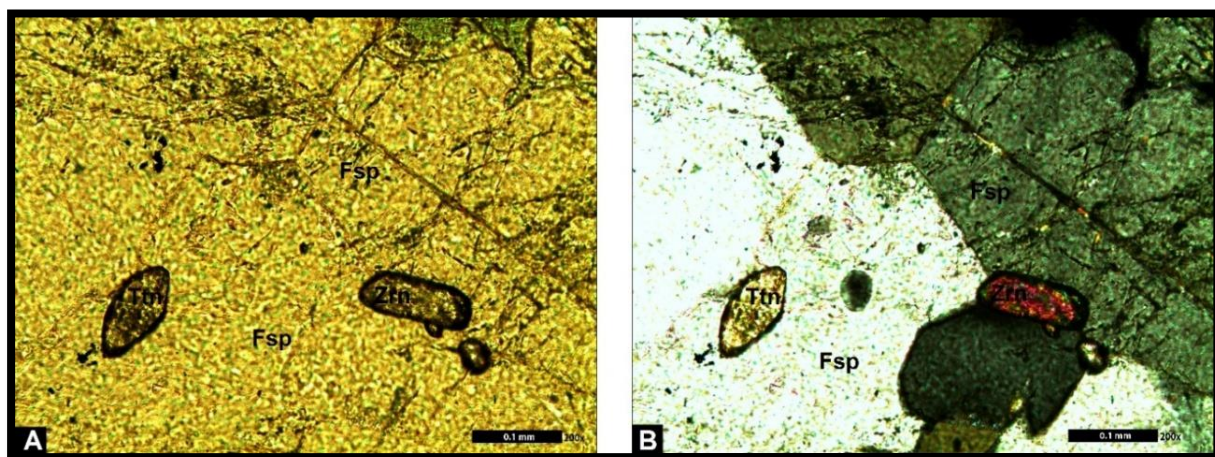


Figura 11. Clinopiroxênio-plagioclásio granofels com titanita (Ttn), zircão (Zrn) e feldspato (Fsp)

O anfibolito encontrado no mármore é paralelo à foliação. Em outros afloramentos, existem porções máficas que não são concordantes com a foliação, mas estão deformadas. No

contato dessa rocha com o mármore, verifica-se a existência de um escarnito, formado por zonas de minerais centimétricos: titanita e hornblenda (mais próximas do anfibolito) e piroxênio (mais próximo do mármore). O anfibolito possui granulação fina a média, composto por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, escapolita, titanita, apatita, sercita, epidoto e minerais opacos (Fig.12). Os grãos de hornblenda perfazem 50% da rocha como grãos xenoblásticos, orientados segundo a foliação principal, que variam de 0,1 a 0,4 mm. Possuem pleocroísmo que varia de verde-acastanhado, castanho claro a verde-claro e frequentemente estão associados a plagioclásio. Alguns grãos contêm inclusões de apatita e titanita (5% em volume modal). Os grãos de plagioclásio representam 25% da rocha como grãos xenoblásticos de contatos interlobados e tamanhos variam de 0,1 a 0,4 mm. Alguns estão parcialmente a totalmente substituídos por sercita e epidoto. Os grãos de clinopiroxênio representam 10% da rocha como grãos xenoblásticos de tamanhos entre 0,1 a 0,4 mm. Frequentemente estão associados à hornblenda. Os grãos de escapolita representam 6% da rocha como grãos xenoblásticos de 0,1 a 0,4 mm, comumente associados a plagioclásio.

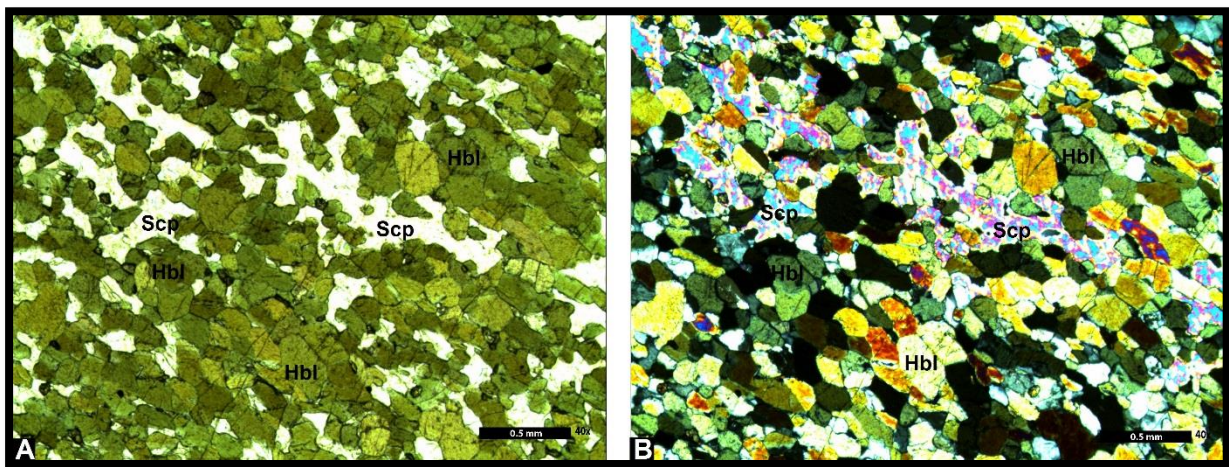


Figura 12. Visão microscópica do anfibolito, mostrando a hornblenda (Hbl) e o clinopiroxênio (Cpx)

O granito (Gt) abrange 5% da área e ocorre no sul da mesma. É um corpo ígneo de forma arredondada que intrude as rochas da unidade mármore. Representa uma rocha maciça, holocristalina, equigranular fanerítica de tamanho médio composta por quartzo, feldspato e biotita. O feldspato possui cor branca, hábito tabular e não está orientado. Os grãos de quartzo são anédricos. A biotita apresenta cor preta e ocorre como palhetas sem orientação preferencial.

Em termos gerais, as estruturas dúcteis identificadas na área são em sua maioria foliações metamórficas com direção NE-SW podendo chegar até NNE-SSW. As estruturas rúpteis observadas foram apenas algumas fraturas. Dois perfis geológicos foram feitos nas direções N-S e NNW-SSE para auxiliar no entendimento da área. Por meio do mapa geológico (Fig.13) e dos perfis geológicos (Fig.14), verifica-se que a unidade mármore está em contato com a unidade microclina gnaiss tanto a W quanto a E. Essa configuração poderia ser explicada pela existência de uma grande estrutura sinformal ou por uma zona de cisalhamento rúptil de empurrão no contato leste do mármore com a unidade microclina gnaiss. A primeira hipótese foi descartada com base na não variação da direção da foliação. A segunda é mais plausível, embora não se tenha encontrado em campo evidências estruturais que comprovassem a existência dessa zona.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

Com a descrição e análise dos litotipos estudados, podem-se destacar duas fases metamórficas diferenciadas, conforme mostra a tabela 2. A primeira (M1) indica um processo metamórfico progressivo de fácies anfibolito. A segunda (M2) representa o retrometamorfismo da fase anterior em condições de fácies xisto verde

Na unidade gnáissica, a fase M1 teve seus limites delimitados na fácies anfibolito devido a presença de microclina e hornblenda. O limite superior é dado pela primeira fase mineral, pois segundo Yardley (2004) e Bucher & Frey (1994), na fácies granulito o k-feldspato mais comum é o ortoclásio. Além da presença crítica de muscovita. O segundo mineral indica condições mínimas de fácies anfibolito, pois de acordo com os mesmos autores, o anfibólio esperado na fácies xisto verde é actinolita.

A fase M1, também identificada nos mármores foi delimitada nesses litotipos, com base na paragênese clinopiroxênio + olivina, típica de altas temperaturas (Fácies anfibolito a granulito) (Yardley 2004). Os anfibolitos associados a essas rochas não apresentam restrição paragenética para ocorrer nessas condições metamórficas. Entretanto é interessante ressaltar a presença de escapolita que indica a existência de processos metassomáticos (WINTER, 2001), provavelmente associados à interação dessas rochas com os mármores. Isso pode ser corroborado pela presença de zonas de escarnito na região de contato entre esses litotipos. O clinopiroxênio-plagioclásio granofels encontrado dentro dos mármores, caracterizado pela presença de microclina e clinopiroxênio, também pode ter seu processo metamórfico associado a fácies anfibolito.

O M2 (retrometamorfismo de M1) pode ser descrito nas três unidades estudadas. Na unidade gnáissica, as paragêneses minerais indicam fácies xisto verde, pois a presença de Fe-Mg clorita limita a essas condições metamórficas (Yardley 2004). Na unidade mármore, esse processo é identificado pelo aparecimento de actinolita no clinopiroxênio-plagioclásio granofels.

As paragêneses minerais encontradas nas rochas das unidades estudadas permitem estabelecer o protólito e o possível ambiente de geração do mesmo, conforme mostrada na tabela 3. As rochas da unidade gnáissica possuem como prováveis protólitos rochas ígneas ácidas a intermediárias oriundas de magmatismo associado, possivelmente, a arco magmático. A origem paraderivada dessas rochas foi descartada, pois se não verifica a presença de minerais metamórficos aluminosos típicos de protólitos sedimentares, como polimorfos de Al_2SiO_5 (sillimanita ou cianita), estauroлита e granada em grande quantidade (YARDLEY, 2004; BUCHER & FREY 1994).

As rochas da unidade mármore possuem três litotipos que apresentam três protólitos distintos. O mármore está associado a um protólito carbonático silicoso, pois, além de carbonato, são encontrados nessa rocha quantidades consideráveis de clinopiroxênio e olivina (BUCHER & FREY, 1994). O anfibolito possui uma mineralogia basicamente formada por hornblenda, plagioclásio e piroxênio, que podem indicar um protólito ígneo básico. Tanto o calcário silicoso quanto a rocha básica podem ter sua origem relacionada a evolução de uma bacia de sedimentar em ambiente marinho, caracterizada por sedimentação em plataforma carbonática com vulcanismo associado.

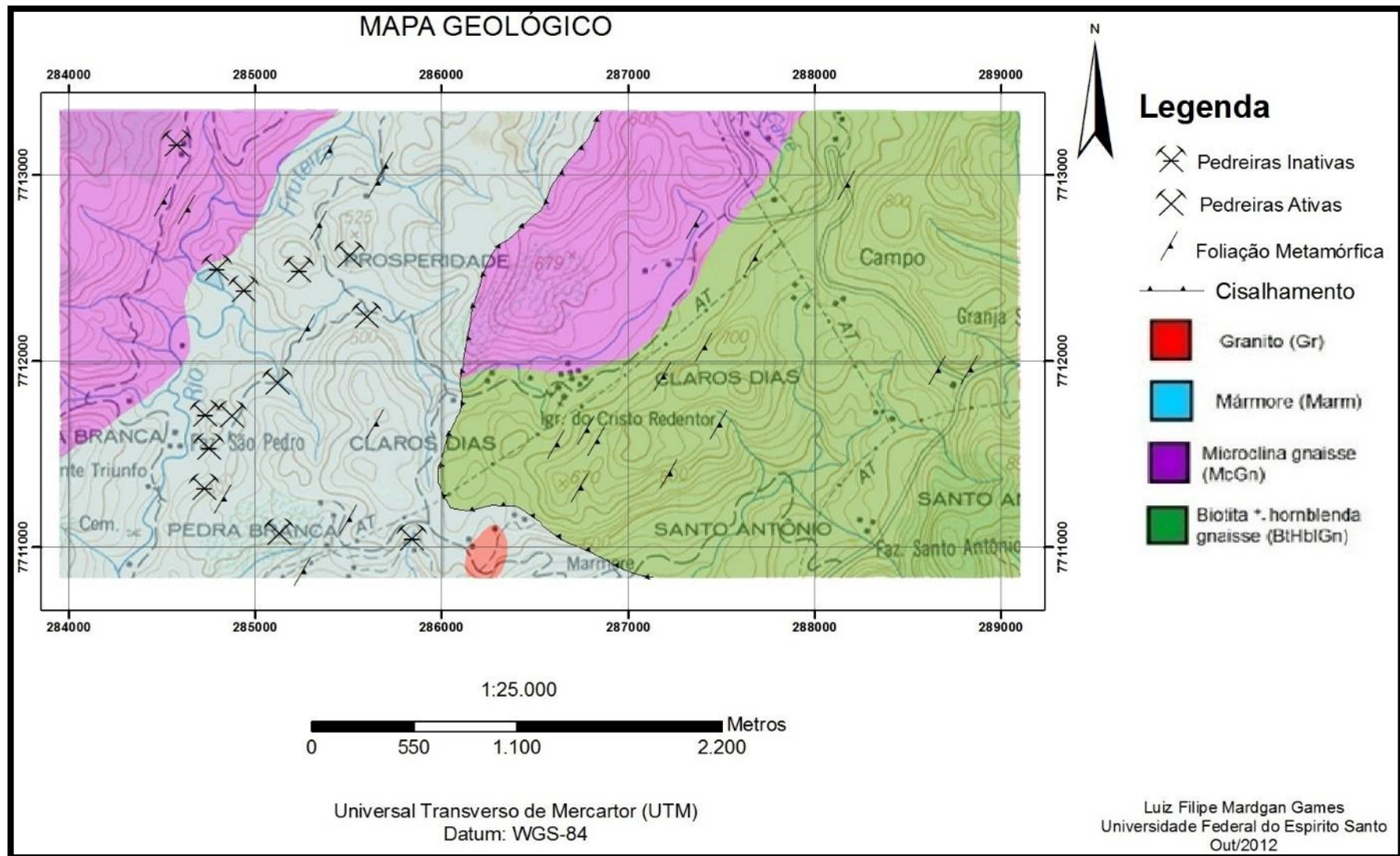


Figura 13: Mapa geológico na escala 1:25.000 na área estudada.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

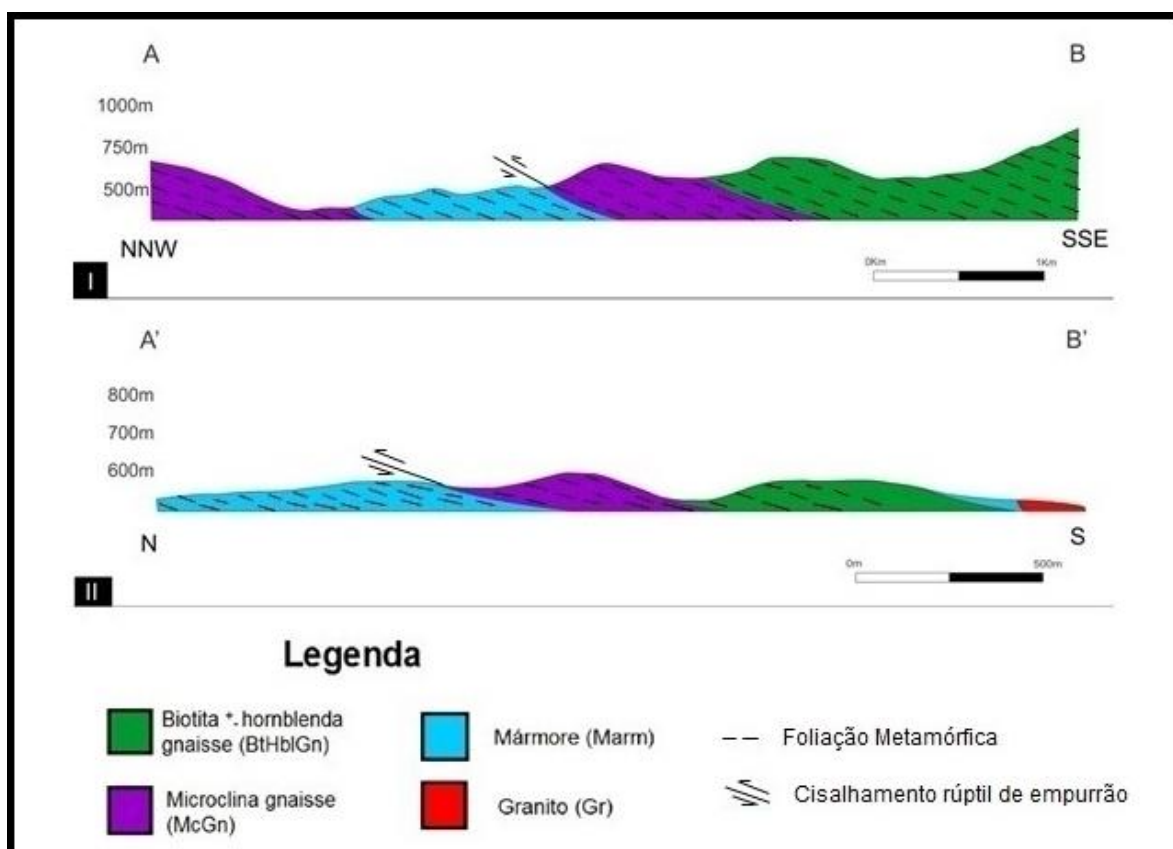


Figura 14. Em I, perfil A-B de direção NNW-SSE. Em II, perfil A'-B' de direção N-S.

Tabela 2: Quadro síntese do metamorfismo da área estudada.

Fase	Unidade	Rocha	Paragênese Metamórfica	Metamorfismo
M2	Mármore	Clinopiroxênio-plagioclásio granofels	Actinolita	Fácies Xisto Verde
	Gnáissica	Biotita ± hornblenda gnaiss	Fe-Mg clorita + Sericita + Epidoto	
		Microclina gnaiss	Muscovita + Fe-Mg clorita	
M1	Mármore	Clinopiroxênio-plagioclásio granofels	Plagioclásio + Quartzo + Clinopiroxênio + Microclina	Fácies Anfibolito
		Anfibolito	Hornblenda + Plagioclásio + Clinopiroxênio + Escapolita	
		Mármore	Carbonato + Clinopiroxênio + Olivina + Tremolita	
	Gnáissica	Biotita ± hornblenda gnaiss	Hornblenda + Biotita + Plagioclásio + Quartzo + Microclina + Granada	
		Microclina gnaiss	Microclina + Quartzo + Plagioclásio + Biotita	

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

O clinopiroxênio-plagioclásio granofels encontrado dentro do mármore pode representar uma rocha de origem ígnea ácida, que intrudiu a sequência carbonática ainda quando a mesma não havia sido metamorfizada, o que explicaria o fato de aparecer como um nível dentro dos mármores e ter sido afetada pelo mesmo processo metamórfico.

Tabela 3: Quadro síntese da interpretação genética das unidades.

Unidade	Rocha	Prótólito	Processo	Sítio Geológico Provável
Mármore	Clinopiroxênio-plagioclásio granofels	Rocha ígnea ácida	Magmatismo ácido	Arco Magmático
	Anfibolito	Rocha ígnea básica	Magmatismo básico	Bacia sedimentar
	Mármore	Calcário silicoso	Sedimentação em ambiente marinho	
Gnáissica	Biotita ± hornblenda gnaiss	Rocha ígnea ácida a intermediária	Magmatismo ácido a intermediário	Arco Magmático
	Microclina gnaiss			

A correlação estratigráfica entre as unidades descritas com aquelas definidas regionalmente em trabalhos anteriores pode ser feita com base nas evidências da tabela 4.

Tabela 4: Correlações estratigráficas entre as unidades definidas da geologia local com aquelas relatadas na geologia regional mostrando as evidências utilizadas para tal finalidade.

Unidades Mapeadas	Unidades Formais	Evidências
Gnáissica	Complexo Paraíba do Sul	- Distribuição geográfica - Presença dos litotipos: biotita ± hornblenda gnaiss; microclina gnaiss.
Mármore	Complexo Paraíba do Sul	- Distribuição geográfica - Presença do litotipo: Mármore
Granito	Suíte G5	- Distribuição geográfica - Presença do litotipo: Granito

Segundo Vieira (2007) o Complexo Paraíba do Sul é composto por várias associações litológicas, dentre elas: grafita-cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisses (gnaisses kinzigíticos) com níveis de anfibolitos, quartzitos e rochas calciossilicáticas; biotita-anfibólio gnaisses em associação com rochas calciossilicáticas, anfibolitos, quartzitos e expressivos corpos de mármores; anfibólio gnaisses com intercalações de anfibolito, rochas calciossilicáticas, quartzitos e gnaisses aluminosos. A unidade gnáissica e a unidade mármore podem ser correlacionadas com este Complexo.

O granito não foliado pertencente à unidade homônima pode ser correlacionado a Suíte G5 de Pedrosa et al. (2007), que segundo Pedrosa-Soares et al. (2001) representa o estágio pós-colisional de formação do Orógeno Araçuai.

A história geotectônica da área remonta a época de geração do arco magmático do Orógeno Araçuaí, por volta de 600 Ma (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Os protólitos da unidade gnáissica poderiam estar associados esse arco magmático. O desenvolvimento do arco pode ter propiciado a geração uma bacia de retro-arco, caracterizada por sedimentação carbonática e vulcanismo básico associado. Essa suposição pode ser realizada com base em Pedrosa-Soares et al. (2007) que afirmam que na porção norte do Espírito Santo, as rochas paraderivadas do Complexo Nova Venécia estão relacionadas a um ambiente de sedimentação do tipo bacia de retro-arco.

O processo metamórfico de fácies anfibolito identificado nas rochas estudadas pode estar relacionado à fase sin-colisional de evolução do Orógeno Araçuaí, que segundo Pedrosa-Soares et al. (2001), está compreendida entre 580 e 560 Ma. Durante esse período, pode ter ocorrido o desenvolvimento da zona de cisalhamento rúptil de empurrão, sugerida para a área estudada, juxtapondo mármore e rochas da unidade gnáissica.

A inexistência de foliação no granito da unidade homônima permite sugerir que sua intrusão nos mármore ocorreu na fase pós-colisional do Orógeno Araçuaí (530-490 Ma), durante o colapso gravitacional dessa edificação.

CONCLUSÃO

Os dados petrográficos e estruturais obtidos por meio da realização deste trabalho permitiram dividir os litotipos em 3 unidades: unidade gnáissica, unidade mármore e unidade granito. A unidade gnáissica é formada por biotita ± hornblenda gnáissica (BtHblGn) e por microclina gnáissica (McGn) e pertencem ao domínio morfológico de morros arredondados que possuem topo reto, dando origem geralmente a *cuestas*, abrangendo cerca de 60% da área mapeada. Já a unidade mármore (Marm) composta por mármore, clinopiroxênio-plagioclásio hornfels e anfibolito, possui uma distribuição areal que abrange 35% da área estudada, localiza-se na porção centro-norte e centro-sul da mesma e formam uma lente com direção NE-SW. Encontra-se no domínio geomorfológico aplainado de relevo arrasado, com a existência de morros testemunhos.

Definiram-se duas fases metamórficas diferenciadas, a primeira (M1) indica um processo metamórfico progressivo de fácies anfibolito. A segunda (M2) representa o retrometamorfismo da fase anterior em condições de fácies xisto verde. Na unidade gnáissica, a fase M1 teve seus limites delimitados na fácies anfibolito devido à presença de microclina e hornblenda. O segundo mineral indica condições mínimas de fácies anfibolito, o anfibólio esperado na fácies xisto verde é actinolita.

A fase M1, também identificada nos mármore foi delimitada nesses litotipos, com base na paragênese clinopiroxênio + olivina, típica de altas temperaturas. Entretanto é interessante ressaltar a presença de escapolita que indica a existência de processos metassomáticos, provavelmente associados a interação dessas rochas com os mármore. Isso pode ser corroborado pela presença de zonas de escarnito na região de contato entre esses litotipos. O clinopiroxênio-plagioclásio granofels encontrado dentro dos mármore, caracterizado pela presença de microclina e clinopiroxênio, também pode ter seu processo metamórfico associado a fácies anfibolito.

O M2 (retrometamorfismo de M1) pode ser descrito nas três unidades estudadas. Na unidade gnáissica, as paragêneses minerais indicam fácies xisto verde, pois a presença de Fe-Mg clorita limita a essas condições metamórficas. Na unidade mármore, esse processo é identificado pelo aparecimento de actinolita no clinopiroxênio-plagioclásio granofels.

Através do mapa e perfis geológicos confeccionados neste trabalho, na escala de 1:25.000, verificou-se que a unidade mármore está em contato com a unidade microclina gnáissica tanto a W quanto a E. Essa configuração poderia ser explicada pela existência de uma

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DOS MÁRMORES E ROCHAS ASSOCIADAS SITUADOS NOS ARREDORES DO MUNICÍPIO DE VARGEM ALTA - ES

grande estrutura sinformal ou por uma zona de cisalhamento dútil de empurrão no contato leste do mármore com a unidade microclina gnaisse. A primeira hipótese foi descartada com base na não variação da direção da foliação. A segunda é mais plausível, embora não se tenha encontrado em campo evidências estruturais que comprovassem a existência de dessa zona.

Desse modo, seria interessante tentar verificar com mais afinco o contato do mármore com as rochas adjacentes e procurar estruturas que possam confirmar ou refutar a existência desta zona de cisalhamento. Além disso, há ainda a possibilidade de realizar um estudo de geologia isotópica, devido a considerável quantidade de zircões encontrados na área, o que poderia contribuir, de certa forma, com o entendimento do Orógeno Araçuaí.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F. F., Marshak S., Pedrosa-Soares A. C., Cruz S. C. P., Peres G. G., Whittington A. G. 2003. **Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** In Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios. SBG-RJ. Boletim de Resumos, p. 40-43.

Alkmim F. F., Marshak S., Pedrosa-Soares A. C., Peres G. G., Cruz S. C. P., Whittington A. G. 2006. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** *Precambrian Research*. **149**: 43-63.

Alkmim F. F., Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Cruz S. 2007. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** *Geonomos*. **15**: 25-43.

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

Bucher K & Frey M. 1994. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks.** Complete Revision of Winkler's Textbook. 6th Edition, 316 p

Google maps. 2012. **Principais vias de acesso.** Disponível em: maps.google.com.br. Acessado em em 08 de maio de 2012

Heilbron M., Pedrosa-Soares, A.C. Campos-Neto M.C., Silva L.C., Trouw R., Janasi V.A. 2004. **Província Mantiqueira.** In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca Produções Culturais Ltda, v. único, cap. XIII, p. 203-234.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 1977. **Carta Topográfica de Cachoeiro de Itapemirim na escala 1:100.000. Folha SE 24-V-A-V.** Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro.

Jordt-Evangelista H. & Viana D. J. 2000. **Mármore da região de Itaoca (ES) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: mineralogia e petrogênese.** *Geonomos*, **8(2)**: 61-67.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C. M., Pinto C.P. 2001. **The Araçuaí- West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly.** *Precambrian Research*, **110**: 307-323.

Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J, Novo T., Dias. P., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Babinski M., Vieira V. 2006. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo.***Geonomos*, **14 (2)**: 97- 111.

Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. **Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** *Geonomos*. **15**: 1-26.

Vieira V.S. 2007. **Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 117p.

Winter J.D. 2001. **An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology.**Prentice Hall, New Jersey, 697p.

Yardley B. W. D. 2004. **Introdução a petrologia metamórfica.** Tradução: Reinhardt A. Fuck. 2º edição, revista, 433 p.

Capítulo 5

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORÁVEL À REALOCUÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

Marcelo Henrique Gonçalves de Freitas¹, Fabricia Benda de Oliveira², Edgar Batista de Medeiros Júnior³, Rodson de Abreu Marques², Allison Augusto Gonçalves de Freitas¹, Lilian Gabriella Batista Gonçalves de Freitas⁴, Rayane Monteiro Ferreira⁵

RESUMO. O aumento do fluxo nas rodovias brasileiras proporcionou algumas implicações negativas para as cidades, dentre elas os engarrafamentos devido ao grande fluxo de veículos. Com a intenção de minimizar estes problemas algumas alternativas estão sendo adotadas, dentre as mais comuns é a criação de um anel viário. Este trabalho teve como objetivo o mapeamento geológico de uma área para implementação de um contorno viário no município de Iconha-ES. A área mapeada foi indicada como a mais adequada pelo Mapa Final de Adequabilidade com o uso da análise multicritério - fatores e restrições obtido por Freitas et al. (2014). Os resultados obtidos revelam que o método de análise multicritério e SIG combinados com mapeamento geológico é de grande potencialidade no processo de avaliação e seleção de áreas para a realocação de estradas.

PALAVRAS-CHAVE. Geologia de campo; Mapa geológico; Geoprocessamento.

INTRODUÇÃO

A mobilidade é um dos mais significativos suportes para uma sociedade moderna (TOBITA *et al.*, 2012). As cidades brasileiras vivem um momento de crise na mobilidade urbana, causando preocupação substancial aos administradores públicos (SILVA, 2012). Muitas vezes redes de tráfego excedem sua capacidade e o tráfego de passagem da rodovia compartilha o mesmo espaço com o trânsito de veículos e com os pedestres da cidade, colocando pedestres e motoristas em risco de frequentes acidentes (FREIRE, 2003) e engarrafamentos dentro das cidades.

A BR-101 é a maior rodovia federal longitudinal do Brasil, com início na cidade de Touros (Rio Grande do Norte), e final na cidade de São José do Norte (Rio Grande do Sul).

¹Programa de Pós-graduação em Geologia – Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, MG, Brasil

² Departamento de Geologia-Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

³Departamento de Geologia, Escola de Minas, da Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG, Brasil

⁴ Departamento de Engenharia de Minas – Instituto Federal do Espírito Santo - Cachoeiro de Itapemirim, ES, Brasil

⁵ Escola de Arquitetura - Universidade Federal de Minas Gerais – Belo Horizonte, MG, Brasil

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

Passa por doze estados brasileiros: Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Por toda a sua extensão é denominada oficialmente Rodovia Governador Mário Covas. No sentido norte-sul segue praticamente por todo o litoral leste brasileiro, do Rio Grande do Norte ao Rio Grande do Sul. Por toda sua extensão são diagnosticados alguns problemas, entre eles tráfego em meia pista, trecho de alto risco de trafegabilidade, pequenas ondulações no asfalto, trechos em obra de recuperação do pavimento, travessia pelo centro urbano de algumas cidades e tráfego lento devido a obras (DNIT, 1973). No município de Iconha-ES a BR-101 passa pelo centro urbano, obrigando a travessia diária de pedestres em meio ao tráfego intenso de veículos, o fato faz com que esta seja marcada por diversos acidentes e congestionamentos.

Com o intuito de diminuir e acabar com estes tráfegos urbanos ao redor das áreas urbanas por onde passam rodovias de longa distância, cada vez mais são implantadas estradas periféricas destinadas à circulação de veículos. Isto com a finalidade de evitar ou minimizar o tráfego no interior das cidades (CORRÊA PINTO, 2012).

Este trabalho teve por objetivo geral fazer um estudo de realocação da BR-101, na área urbana do município de Iconha-ES, utilizando dados obtidos por análise multicritério e mapeamento geológico. De forma mais específica:

- Mapeamento geológico da área com maior adequabilidade a realocação da BR-101 obtida por Freitas (2014);
- Correlação dos resultados do mapa temático e do mapa geológico.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se ao sul do Espírito Santo (Figura 1), entre as coordenadas N=7695610m, E=300822m; N=7702818m, E=318390m na zona 24 sul. Limitando-se ao sul com Rio Novo do Sul, ao norte com Anchieta, a oeste com Alfredo Chaves, e a leste com Piúma. O acesso para a cidade de Iconha a partir de Vitória pode ser realizado pela BR-101.

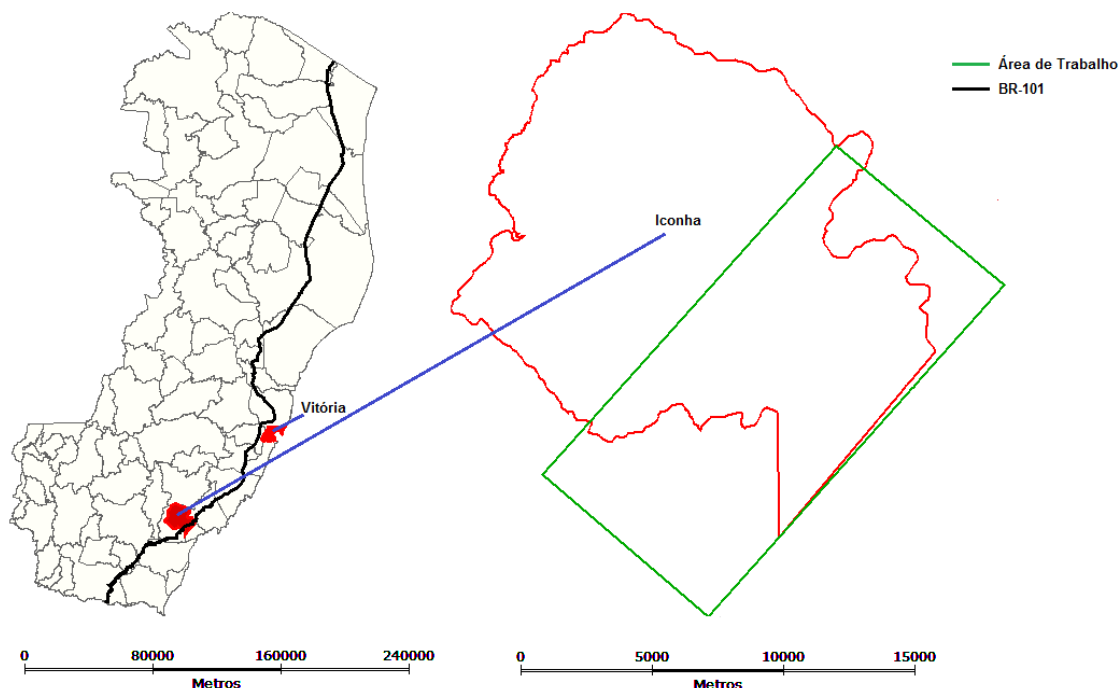


Figura 1. Localização do município de Iconha em relação ao Estado do Espírito Santo. O quadrado em verde mostra a área de estudo. Fonte: Freitas (2017).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A região da área de estudo geotectonicamente está situada na plataforma Sul Americana, na Província Mantiqueira Setentrional, mais especificamente na porção sul do Domínio Interno do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental (ALMEIDA, 1977). A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico situado no sul e sudeste do Brasil, paralela à costa atlântica brasileira (HEILBRON et al., 2004). Ela apresenta extensão em torno de 3.000 km e orientação NNE–SSW ao longo da costa atlântica, de Montevideu (Uruguai) ao sul da Bahia (DELGADO et al., 2003), atingindo uma área de aproximadamente 700.000 km² (HEILBRON et al., 2004).

Heilbron et al. (2004) descrevem esta província como um sistema orogênico Neoproterozóico-Cambriano, isto é, um conjunto de orógenos justapostos diacronicamente que engloba os Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel e pela zona de interferência entre os Orógenos Brasília Sul e Ribeira (Figura 2), que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul.

Segundo Alkmim et al. (2006, 2007) e Pedrosa-Soares et al. (2001, 2007) o Orógeno Araçuaí corresponde à maior parte do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Figura 2). Ele se encontra entre o Cráton do São Francisco e a margem continental leste brasileira, a norte da Faixa Ribeira, e representa um dos vários orógenos brasileiro-panafricanos com origem na aglutinação de massas continentais, durante a formação do Gondwana Ocidental.

Heilbron et al. (2004) afirmam que o Orógeno Araçuaí se estende aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S, do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico. Próximo ao paralelo 21° há deflexão da estruturação brasileira que altera sua direção NNE, a norte, para NE, a sul, marcando a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira. Não é identificada uma descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos.

Ainda segundo os autores supracitados, o Orógeno Araçuaí é dividido em três compartimentos tectônicos, o domínio externo, que bordejia a margem sudeste do Cráton do São Francisco, e caracterizado como uma faixa de dobramentos e empurrões; o domínio interno, que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno; e a inflexão setentrional de feições tectônicas restritas e que contém segmentos destes dois domínios (Figura 3).

Alkmim et al. (2006) fizeram uma divisão litotectônica do orógeno da seguinte forma: embasamento com idade anterior a 1,8 Ga, assembléia de rifte Paleo/Mesoproterozóica, assembléia de rifte/bacia oceânica Neoproterozóica, depósitos *foreland* e plataformais Neoproterozóicos, granitos Neoproterozóicos/Cambriano, complexos paragneissicos, e outras unidades. Com ocorrência ao longo do domínio interno do orógeno os granitos Neoproterozóicos/Cambriano são divididos em 5 suítes, denominadas G1, G2, G3, G4 e G5 (Figura 4).

De acordo com seus estágios orogênicos as Suítes G1 e G2 são relacionadas com os estágios pré a sin-colisional, a G3 é resultado de fusão das duas anteriores (G1 e G2) em estágio pós-colisional, entre 560-535 Ma. As Suítes G4 e G5 estão relacionadas também ao estágio pós-colisional, mas ao colapso orogênico (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; DE CAMPOS et al., 2004).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

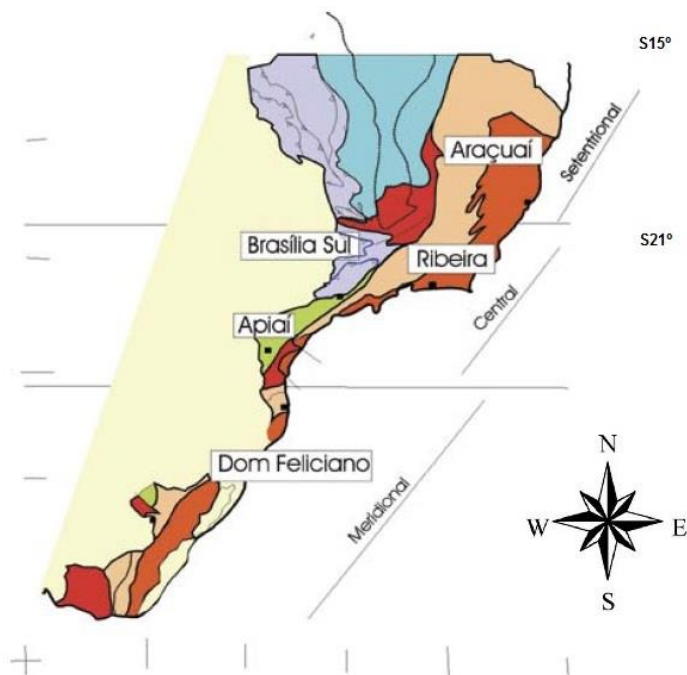


Figura 2. Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. Fonte: Modificado de Heilbron et al. (2004).

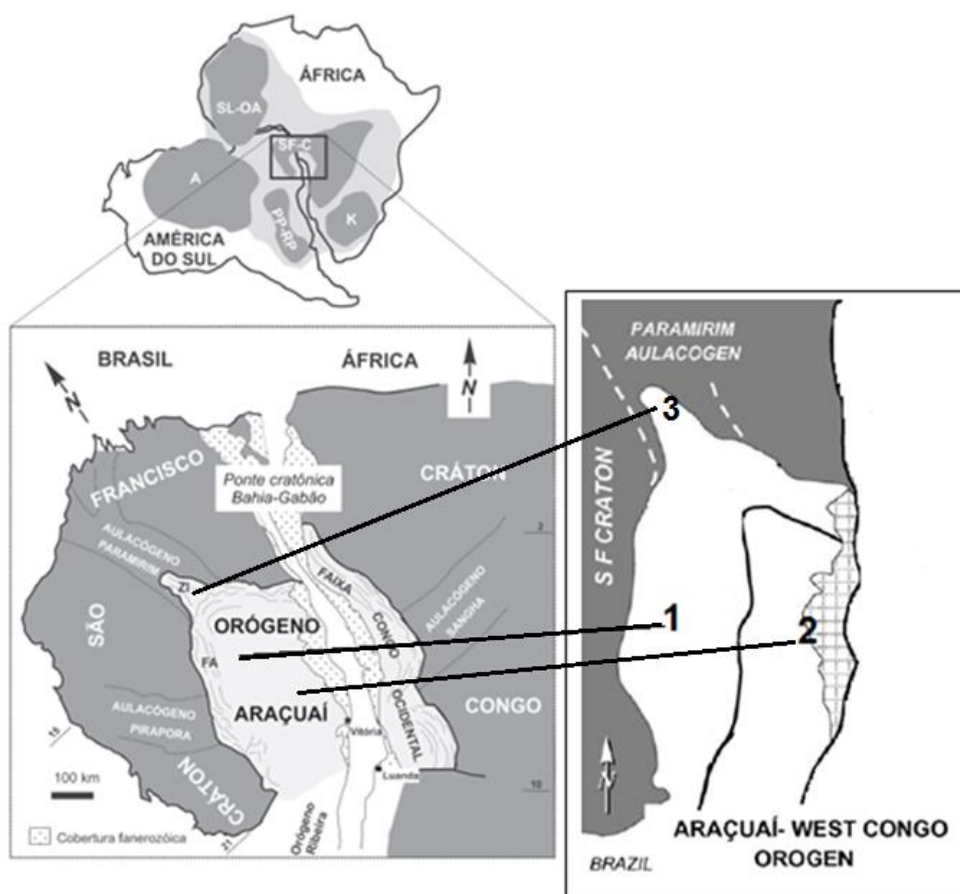


Figura 3. O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocontinente; Domínios tectônicos do Orógeno Araçuaí, (1) domínio externo, (2) domínio interno, (3) Zona de Inflexão. Fonte: Modificado de Alkmim et al. (2006) e Pedrosa-Soares et al. (2007).

Pedrosa-Soares et al. (2007) disseram que a Suíte G1 (625-585 Ma) corresponde a um arco magmático cálcio-alcálico. Esta é constituída em sua maioria por tonalitos e granodioritos, com fácies e autólitos dioríticos e máficos, portadores de xenólitos de rochas metassedimentares. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) afirmaram que os meta-granitoides da Suíte G1 do tipo-I e geralmente são metaluminosos.

A suíte G2 (585-560 Ma) é constituída por granitos do tipo S introduzidos durante a fase sin-colisional (ALKMIM et al. 2006), apresentando diferentes deformações. Os granitos peraluminosos são produzidos por fusão parcial da pilha sedimentar, contendo granada, biotita, sillimanita e cordierita (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

A suíte G3 (535-510 Ma) foi formada durante o estágio tardi a pós-colisional, apresentando uma divisão entre G3-I e G3-S. A Suíte G3-I é composta por granitos e granodioritos, podendo haver presença de enclaves intermediários a máficos, e a Suíte G3-S possui corpos menores aglutinados ou isolados, de sillimanita-cordierita-granada leucogranitos (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001).

A Suíte G4 é tardi a pós colisional, possui em sua composição granitos tipo-S (535-500 Ma), em parte, contemporâneos a Suíte G3 (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; ALKMIM et al., 2007). De acordo com Alkmim et al. (2006) a Suíte G4 consiste dos granitos pós-tectônicas do tipo S peraluminosos

A G5 foi formada no estágio pós-colisional, durante o evento de colapso gravitacional, ou seja, quando a instalação do regime distensional, ocasionado pela força peso decorrente das altas espessuras e elevações formadas durante a orogênese, o abatimento foi acomodado por zonas de cisalhamento, a descompressão adiabática foi responsável pelo processo de fusão parcial, que resultou no magmatismo pós-colisional. O granito dessa suíte não está associado à foliação regional, embora possam apresentar foliação de borda ou fluxo ígneo localmente concordante com a foliação regional (PEDROSA-SOARES et al., 2007; ALKMIM et al., 2007). De acordo com Alkmim et al. (2006) a Suíte G5 (520-490 Ma) consiste do granito cálcio-alcálicos ricos em K, plútons I-tipo.

A Suíte G5 se originou no intervalo entre 520-490 Ma, relacionado ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí, apresentando atributos isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr. Com isso evidenciaram origem híbrida resultante da mistura de magmas mantélicos e crustais. A Suíte G5 (Figura 5) representa o plutonismo tipo I e A2, cálcio alcálico rico em potássio e ferro, do estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí. As intrusões G5 têm composição predominantemente granítica ou charnockítica, com termos enderbíticos e noríticos subordinados, que apresentam diversas evidências de misturas (*mingling* e *mixing*) de magmas e fluxo ígneo geralmente bem marcado. Intrusões zonadas que expõem raízes máficas, assim como corpos exclusivamente noríticos, são frequentes na região sudeste do orógeno (PEDROSA-SOARES et al., 2001; HEILBRON et al., 2004; PEDROSA-SOARES et al., 2007). Com relação a esta Suíte G5, observa-se que parte da área deste estudo está localizada numa região onde ocorrem rochas desta unidade.

Plúton Iconha

No estado do Espírito Santo há alguns plútons que no geral possuem características parecidas, quanto à petrografia, relevo sombreado e geoquímica, o que poderia comprovar sua gênese oriunda de um mesmo evento magmático, sendo este, pós-colisional (TORRES, 2013). Dentre estes plútons podemos citar o Plúton Conceição de Muqui, Plúton Iconha, Plúton Santa Angélica e o Plúton Venda Nova.

O Plúton Iconha é formado por dois corpos intrusivos circulares, encaixados em granada-sillimanita-cordierita gnaisses migmatizados, anfibolitos e enderbitos do Complexo

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

Paraíba do Sul. Separando estes corpos há uma pequena zona de gnaisses altamente migmatizados (OFFMAN e WEBER-DIEFENBACH, 1989, citado por TORRES, 2013).

Ainda segundo os autores supracitados, os corpos intrusivos apresentam uma sequência diorítica a granodiorítica, bordejada por um monzogranito (Figura 6). Em sua constituição apresentam rochas como granito porfirítico, monzogranito, microgranodiorito, granodiorito/quartzo monzodiorito, monzodiorito/diorito, granada-sillimanita-cordierita gnaiss e granitoide gnaiss.

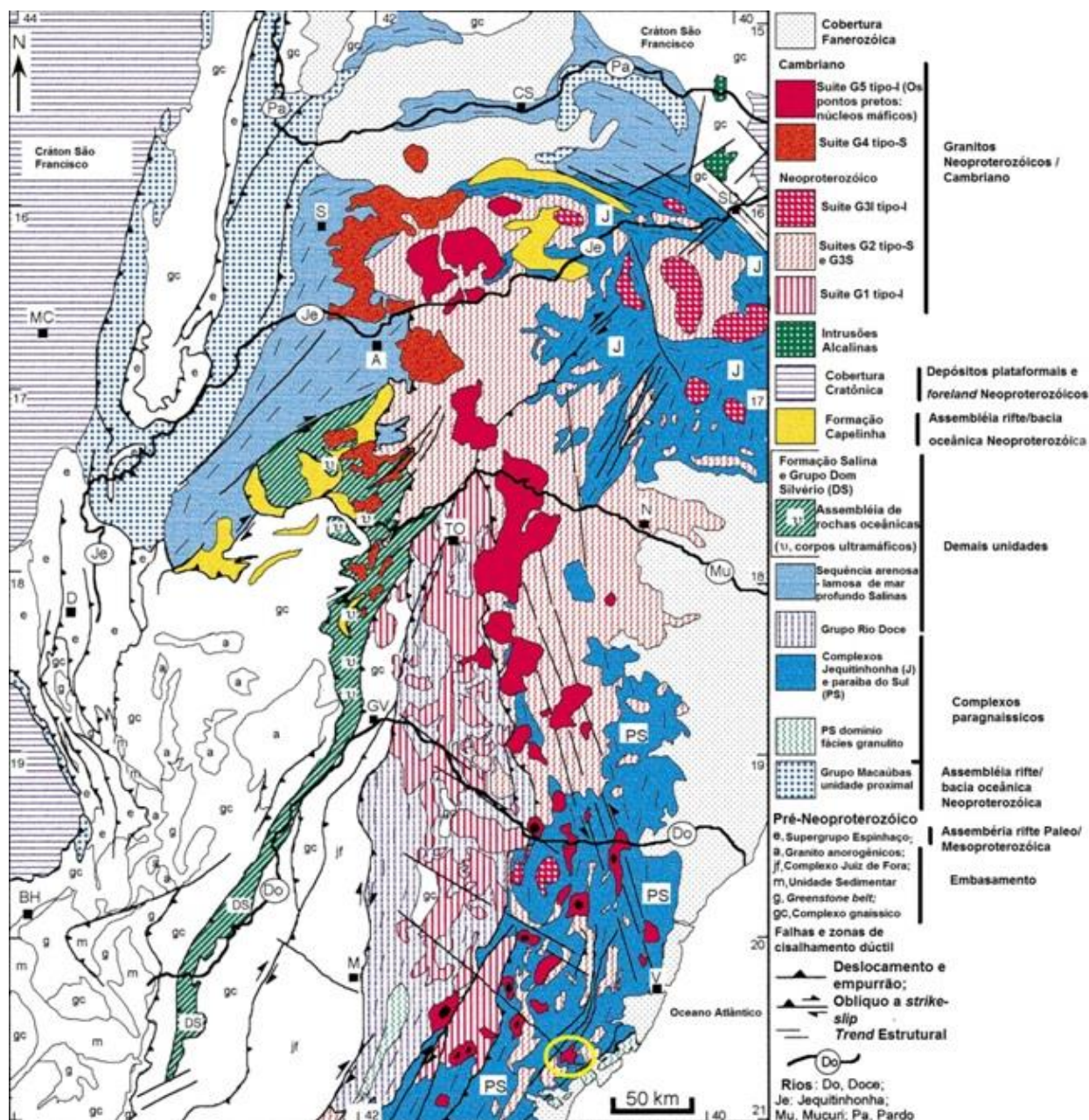
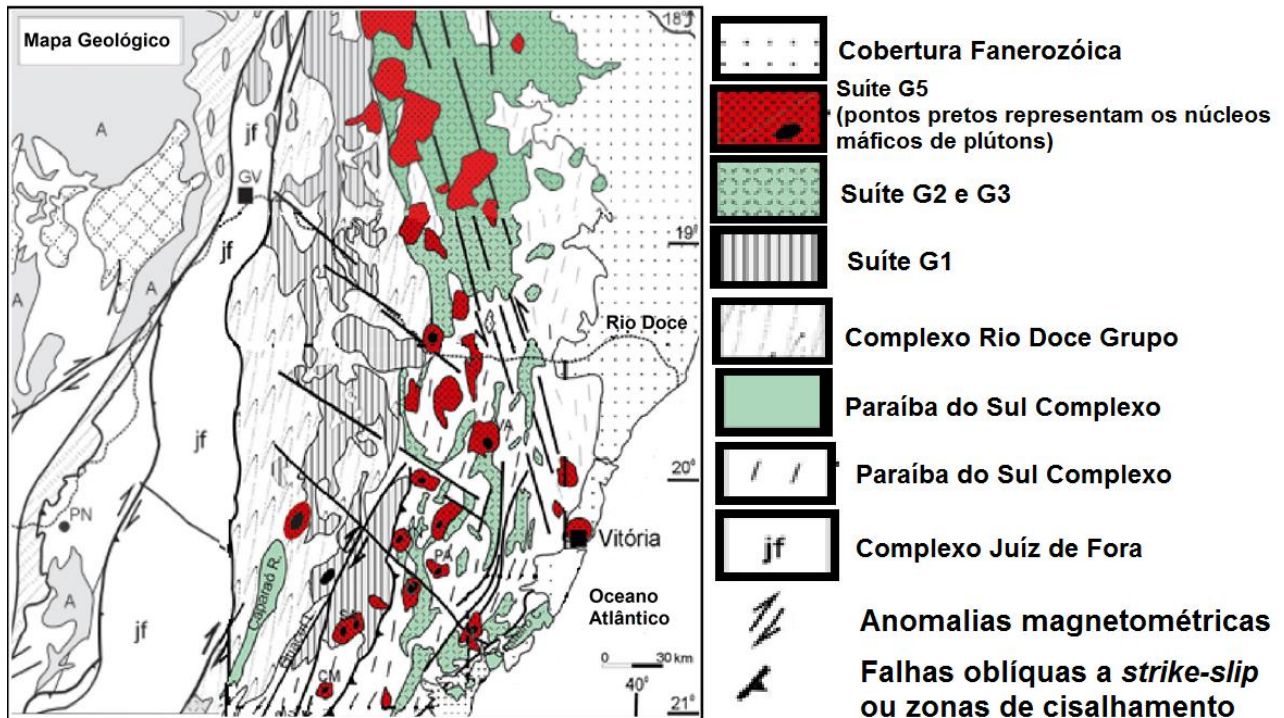


Figura 4. Mapa geológico mostrando os componentes litotectônicos no Orógeno Araçuaí, uma visão geral de um orógeno confinado formado durante a montagem Gondwana, com a área de estudo marcada em amarelo. Fonte: Modificado de Pedrosa-Soares et al. (2001).



C: Plúton Castelo; CM: Plúton Muqui; I: Plúton Iconha; PA: Plúton Pedra Azul; SA: Plúton Santa Angélica; VA: Plúton Várzea Alegre; VN: Plúton Venda Nova;

Figura 5. Localização das Suítes G1, G2, G3 e G5 e Complexo Paraíba do Sul no Estado do Espírito Santo. Fonte: Modificado de De Campos et al. (2004).

Complexo Paragnáissico Paraíba do Sul

O Complexo paragnáissico Paraíba do Sul (Figura 5) é basicamente composto por paraderivadas com idade de deposição entre de 630 – 585 Ma, compreende um pacote metamorfoisado durante o Ciclo Brasileiro (ALKMIM et al., 2006). Como unidade mais difundida no domínio interno do orógeno este complexo pode ser descrito como uma unidade formada principalmente por gnaisses bandados de composição variada (peraluminosos), que inclui kinzigitos, muitas vezes migmatizados, lentes de mármore e quartzitos impuros, calciossilicáticas pouco espessas e anfibolitos, metamorfoisados em fácies anfibolito a granulito (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; CPRM, 2007).

Considerando sua localização, este complexo pode ter sido derivado de depósitos de sedimentos na margem passiva da bacia oceânica (Bacia Macaúbas), como por preenchimento de uma bacia de *back-arc* (ALKMIM et al., 2006).

METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foram utilizados como base o Mapa Final de Adequabilidade com o uso da Análise Multicritério - Fatores e Restrições obtido por Freitas et al. (2014). Após indicada a área mais favorável à realocação da BR-101, foi realizado o mapeamento geológico desta extensão, com a finalidade de refinar a análise em questão.

Durante esta etapa realizou-se a atividade de campo. Foram visitados 169 pontos ao total, com o objetivo exclusivo de coleta de amostras, identificação mineralógica, litológica, estrutural, pedológica e das morfoestruturas. Também foram tiradas fotografias dos mesmos. E por fim confeccionado um mapa geológico da área mapeada.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

As visitas de campo foram realizadas com o auxílio de carta topográfica (escala 1:60.000) e ortofoto do IEMA (2007) da área de estudo, em papel, na escala 1:60.000. Os equipamentos utilizados foram: bússola, GPS de navegação, Lupa, Ímã e caderneta.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Posteriormente a atribuição do grau de adequabilidade no mapa final da análise multicritério a região que se apresentou com maior aptidão a receber o contorno viário foi mapeada em uma escala de 1:60.000. Neste mapeamento geológico foi possível observar as Litologias ocorrentes nesta área, e por fim a confecção de um mapa geológico onde foram observadas as diversas litologias (Figura 7). O trabalho realizado em campo permitiu evidenciar algumas das litologias já descritas pela revisão bibliográfica. As Unidades Litológicas observadas na área mapeada encontram-se representadas na Figura 8.

Granada Gnaisse

O granada gnaisse encontra-se nas regiões mais inferiores e central do mapa, ocorre associado às áreas de média topografia. Encontrou-se afloramento predominante em lajedos e paredão rochoso em zonas rurais de pecuária, predominando vegetação de pastagem, podendo ocorrer também nas encostas de alguns morros do tipo meia-laranja. Essa unidade perfaz cerca de 10% da área mapeada

Essa unidade litológica (Figura 8-L) pode ser descrita como de uma rocha de coloração clara, com índice de cor félsica, de estrutura foliada (medidas – ponto 69: 340/723; ponto 87: 100/50; ponto 98: 95/35), inequigranular, fanerítica. Nesta rocha estão presentes os minerais de granada, compondo 10%, biotita 20% de granada, 30% de feldspato e 40% de quartzo. A granada pode apresentar-se tanto nas bandas félsicas quanto nas máficas, sua granulometria varia de fina a muito grossa, seus grãos chegam a ser em algumas porções idioblásticos e grossos. A Biotita se encontra em toda a rocha.

Encontra-se agrupadas formando bandamentos de até 1 cm, suas foliações apresentam-se de forma contínua. Os grãos são de granulação fina a média com características desde idioblásticos a subdioblásticos. O quartzo compõe a banda félsica da rocha, e ocorre como grãos xenoblásticos de granulação fina a grossa. Os feldspatos são de granulação fina a grossa sendo em sua maioria hipidioblásticos.

Metagranitóide

O metagranitoide encontra-se nas regiões mais a borda do mapa, ocorre associado às áreas de média e alta topografia. Encontrou-se afloramento predominante em encostas de morro, blocos rolados em zonas rurais de pecuária, com vegetação de pastagem, podendo ocorrer também nas encostas de alguns morros do tipo meia-laranja. Esta unidade compõe 25% da área mapeada.

Esta unidade faz contato com todas as outras litologias, sendo ele inferido, mas delimitado pela mudança brusca de mineralogia. Sua composição mineralógica é muito semelhante ao Granada Gnaisse, sendo distinguível sua diferença por não apresentarem grãos de granada. Em relação às estruturas, notou-se uma leve orientação das biotitas e feldspatos, não indicando uma foliação preferencial.

Nestes afloramentos foi possível encontrar dois tipos de rocha, uma mais clara sendo descrita como um Granito e a outra como sendo um Gnaisse. O Granito (Figura 8-J) apresenta índice de cor félsica. Quanto a sua textura ela é do tipo holocristalina, com visibilidade fanerítica e a dimensão relativa dos grãos inequigranulares. Composto por minerais como Biotita, Feldspato e Quartzo. A Biotita representa aproximadamente 15% da rocha, possui granulação variando

de fina a grossa, levemente orientadas. O Quartzo representa aproximadamente 35% da rocha, possui granulação variando de fina a média, com cristais xenomórficos, dispersos pela rocha. O Feldspato representa aproximadamente 50% da rocha, de coloração branca, possui granulação variando de fina a grossa, com cristais idiomórficos, hipidiomórficos, distribuído por toda rocha.

MAPA GEOLÓGICO - COMPLEXO INTRUSIVO ICONHA

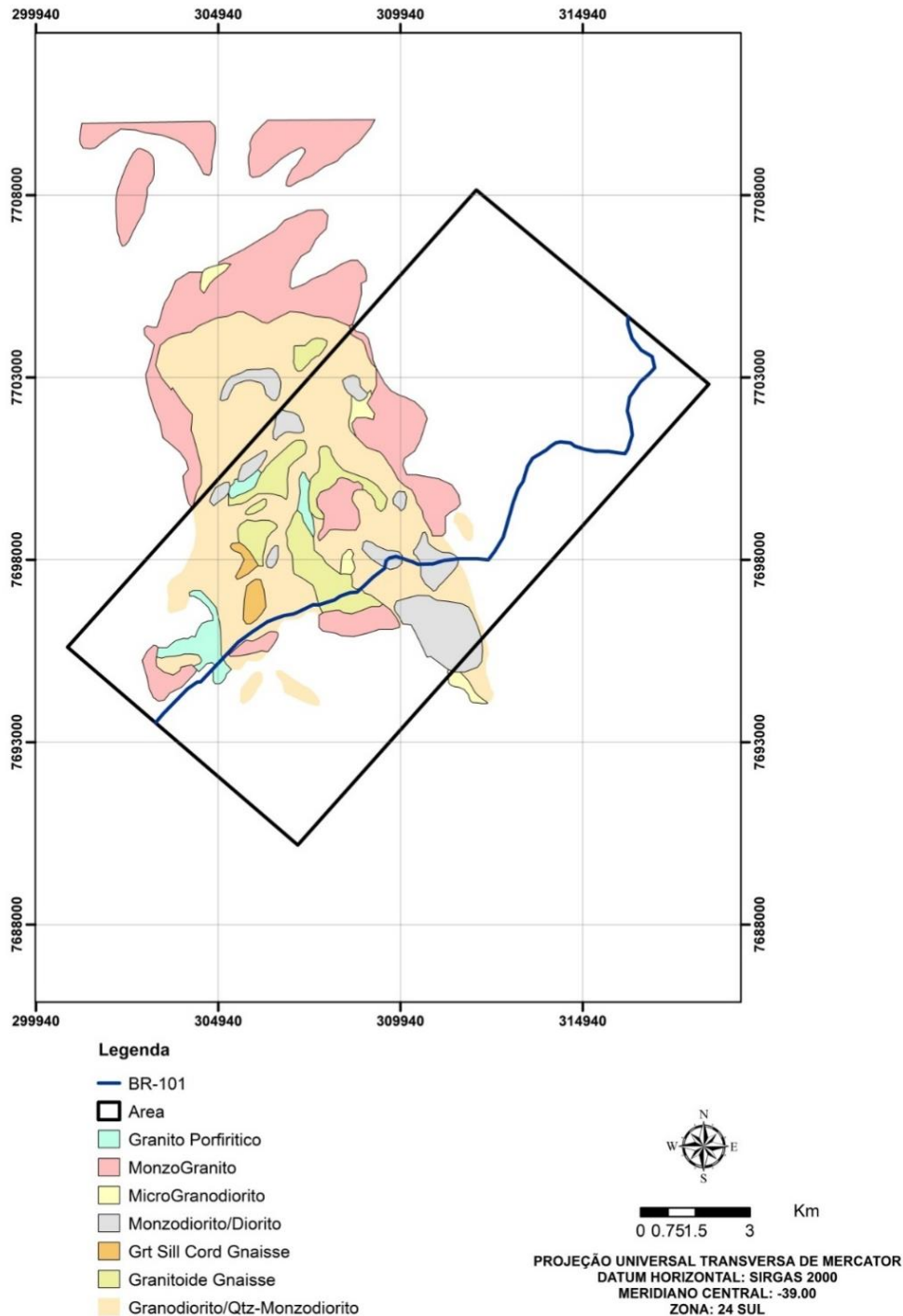


Figura 6. Mapa geológico de intrusões próximas a BR-101 na região de Iconha. Fonte: Modificado de Offman e Weber-Diefenbach (1989, citado por TORRES, 2013).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

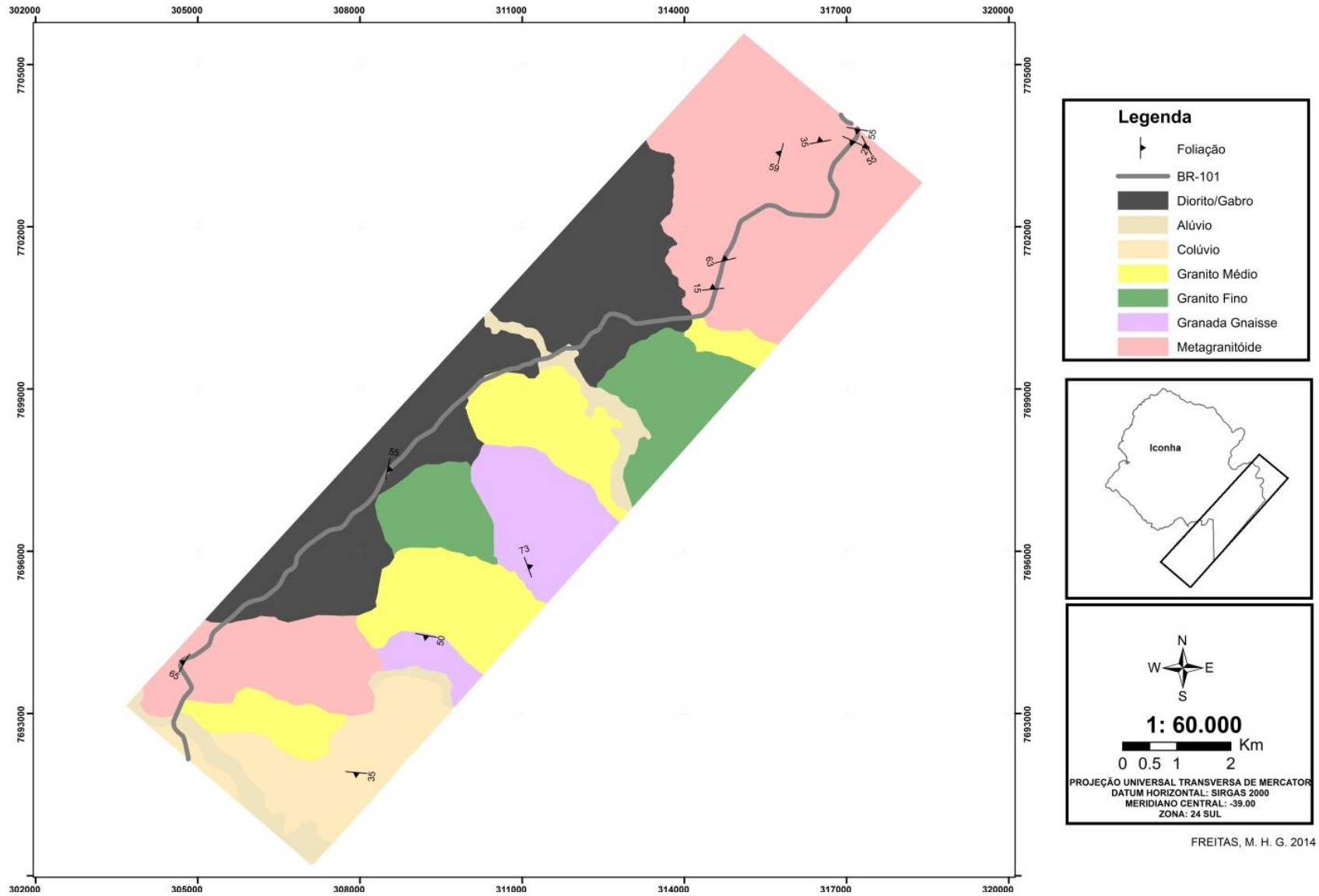


Figura 7. Mapa Geológico da área de estudo.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

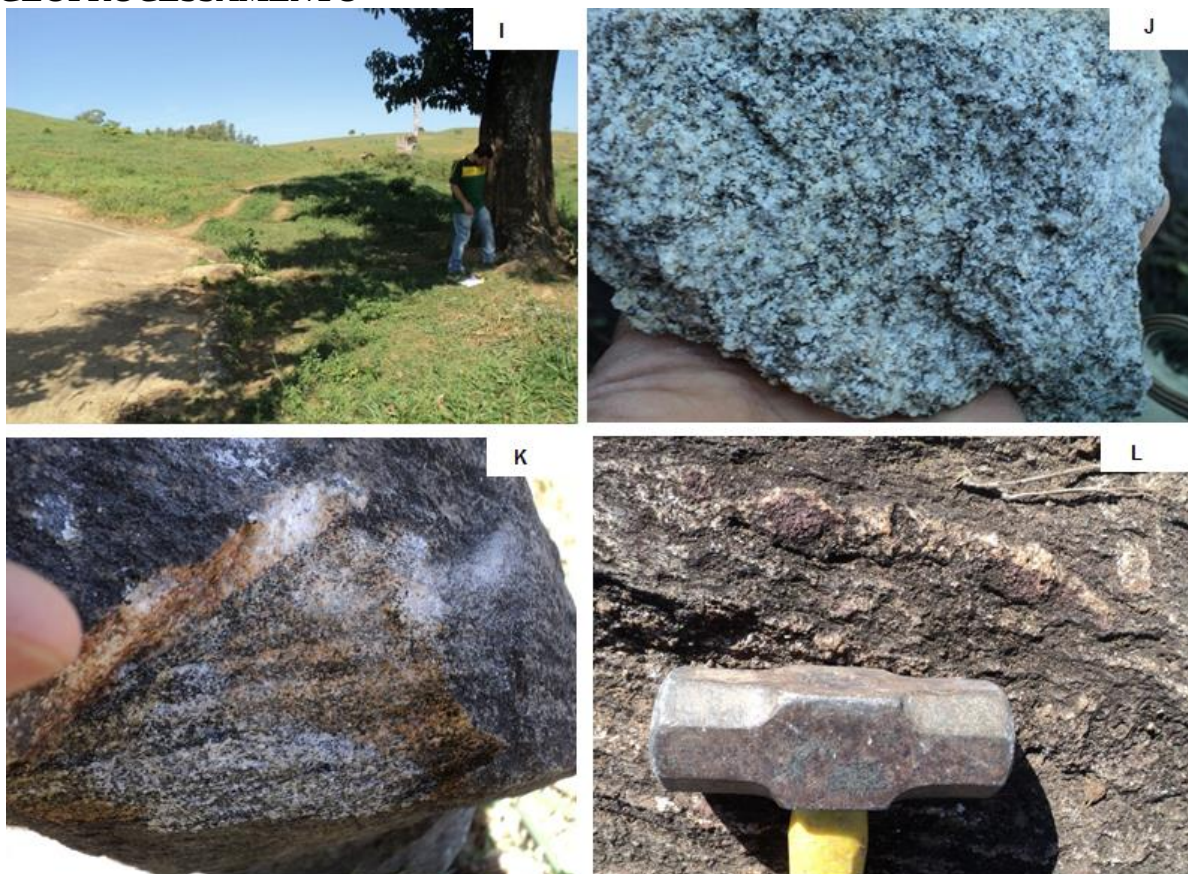


Figura 8.Representações das Unidades Litológicas encontradas no mapeamento geológico: (A) Pequeno curso d'água caracterizando uma área aluvionar; (B) e (C) Colúvio em médios e altos topográficos; (D) e (E) Diorito com enclaves máficos de Gabros em contato com Leucogranito; (F) e (G) Granito fino com presença de diques; (H e I) Granitos médios em forma de lajedo e uma amostra de mão da rocha; (J) Granito no contexto da unidade metagranitóide; (K) Gnaiss no contexto da unidade metagranitóide; (L) Afloramento de Granada Gnaiss.

O Biotita Gnaiss (Figura 8-K) que está em contato com Granito pode ser descrito como uma rocha de coloração clara, com índice de cor félsica, de estrutura foliada, inequigranular, fanerítica. Nesta rocha estão presentes os minerais de biotita, compondo 30% da rocha, 40% de quartzo e 30% de Feldspato. A Biotita se encontra em toda a rocha orientada segundo a foliação. Encontra-se agrupada formando bandamentos de 1 a 2 mm, suas foliações apresentam-se de forma contínua. O quartzo compõe a foliação clara, agrupados formando bandamentos de 1 a 5 mm e foliações contínuas. Possuem uma granulação fina a média. Em sua maioria são porfiroclastos xenoblásticos de granulação média. Os feldspatos compõem a foliação clara, agrupados formando bandamentos de 1 a 5 mm e foliações contínuas. Os grãos são de granulação fina a grossa variando de subdioblástico a xenoblástico.

Granito Fino

O granito fino (Figura 8-F e 8-G) está localizado na parte central do mapa. Foram visualizados afloramentos do tipo lajedo e algumas exposições de blocos. Esta litologia ocorre em altitudes de 20 a 80 metros. Além da região ser usada para pecuária, possuindo vegetação de pastagem. Estas áreas são caracterizadas por um formato mais circular sendo

geomorfológicamente em meia laranja. Essa litologia perfaz cerca de 10% da área mapeada. Essa unidade perfaz cerca de 15% da área mapeada

Os afloramentos e blocos encontrados algumas vezes estão alterados, apresentando solos de coloração avermelhada. Neste granito há presença de diques com minerais de feldspato e quartzo em diversas direções, possuindo granulação fina a média.

No que diz respeito aos aspectos petrográficos e constituição mineralógica: a rocha em si possui índice de cor félsica. Quanto a sua textura é do tipo holocristalina, com visibilidade fanerítica, a dimensão relativa dos grãos equigranular, estrutura maciça e granulação fina. É composta por minerais como Quartzo, Biotita e Feldspato.

A Biotita representa aproximadamente 25% da rocha, possui granulação fina, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. O Feldspato representa aproximadamente 35% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração avermelhada, possui granulação fina, com cristais hipidiomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. O Quartzo representa aproximadamente 40% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração avermelhada, possui granulação fina, com cristais xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha.

Granito Médio

O granito médio ocorre associado às áreas de média e alta topografia (40 a 120 metros de altitude). Sua distribuição ocorre de forma pontual no interior da área mapeada. Essa unidade perfaz cerca de 15% da área mapeada.

Os afloramentos onde foram encontrados os granitos médios caracterizam-se pela disposição na forma de lajedo (Figura 8-H e 8-I) e paredão rochoso. Podem ocorrer em áreas próximas as drenagens e topos de morros.

No que diz respeito aos aspectos petrográficos e constituição mineralógica: A rocha encontrada neste afloramento possui o índice de cor félsica. Quanto a sua textura ela é holocristalina, com visibilidade fanerítica e a dimensão relativa dos grãos equigranular com estruturação maciça com granulação média.

A rocha é composta por minerais como Biotita, Quartzo, Feldspato. A Biotita representa aproximadamente 20% da rocha, possui granulação variando de fina a média, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos, dispersos pela rocha. O Quartzo representa aproximadamente 30% da rocha, possui granulação variando de fina a média, com cristais xenomórficos, dispersos por toda a rocha. O Feldspato representa aproximadamente 50% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração amarelada, branca e translúcidas, possuem granulação variando de fina a média, com cristais idiomórficos a xenomórficos, dispersos por toda a rocha.

Diorito/Gabro

O gabro ocorre nas partes de mais alto topográfico majoritariamente na porção superior da área mapeada, perfazendo cerca de 25% da área mapeada, normalmente ocupam áreas de plantações de café ou matas fechadas.

Os afloramentos onde foram encontrados os gabros caracterizam-se pela disposição na forma de blocos, cortes de estrada e paredão rochoso, podendo ocorrer também nas encostas de alguns morros do tipo meia-laranja.

No que diz respeito aos aspectos petrográficos e constituição mineralógica: Rocha com índice de cor máfico. Quanto a sua textura é holocristalina, com visibilidade fanerítica e a dimensão relativa dos grãos equigranular com estrutura maciça. Composta por minerais como quartzo, biotita, piroxênio, magnetita e feldspato. Em algumas porções esta rocha encontra-se mais grossa ou mais fina.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

O Feldspato do tipo plagioclásio representa aproximadamente 50% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração clara a meio esverdeado, possui granulação variando de fina a média, com cristais homogeneamente distribuídos na rocha. O Piroxênio representa aproximadamente 30% da rocha, os cristais podem apresentar coloração preta, possui granulação variando de fina, com cristais hipidiomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. A Biotita representa aproximadamente 10% da rocha, de coloração preta, possui granulação fina, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha em algumas porções podem ser encontrados agrupados. O Quartzo representa aproximadamente 5% da rocha, possui granulação variando de fina a média, com cristais xenomórficos, estão homogeneamente distribuídos na rocha. A Magnetita representa aproximadamente 5% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração preta e marrom (esta coloração marrom provavelmente é resultado da oxidação do ferro presente nesses minerais), possui granulação fina, com cristais xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha.

Em contato com o Diorito, alguma vezes há presença de uma rocha de coloração clara denominada Leucogranito. É composta por minerais como biotita, magnetita, quartzo, feldspato alcalino e piroxênio.

A Magnetita representa aproximadamente 2% da rocha, possui granulação variando de fina, com cristais xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. A Biotita representa aproximadamente 5% da rocha, de coloração preta, possui granulação fina a grossa, com cristais hipidiomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. O Piroxênio representa aproximadamente 8% da rocha, de coloração escura, possui granulação variando de fina, com cristais hipidiomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. O Quartzo representa aproximadamente 20% da rocha, possui granulação variando de fina, com cristais xenomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha. O Feldspato alcalino representa aproximadamente 60% da rocha, alguns cristais podem apresentar coloração clara, possui granulação variando de fina a média, com cristais hipidiomórficos, homogeneamente distribuídos na rocha.

Neste Diorito e Leucogranito (Figura 8-D) podem ser encontrados enclaves máficos de Gabros (Figura 8-E) de granulação fina a muito fina, composto por Biotita, magnetita e por muito Piroxênio e muito pouco Quartzo.

Unidade Quaternário (Alúvio, Colúvio)

O litotipo considerado “Quaternário” ocorre distribuído por toda a área, perfazendo em torno de 10% da área, estando sobreposto a todas as demais litologias descritas, neste trabalho. Além disso, a região usada é utilizada para pecuária extensiva, possuindo vegetação de pastagem. Estas áreas são caracterizadas por um formato mais circular sendo geomorfologicamente em meia laranja.

Pôde-se ainda, subdividir o Quaternário nos seguintes tipos descritos a seguir, baseados em sua forma de ocorrência e características particulares.

- Alúvio - Este sub-litotipo ocorre próximo às drenagens, em áreas de vales e baixos topográficos. Ora acompanham pequenos cursos d'água e ora ocorrem em áreas alagadas de maior extensão (Figura 8-A). Podem-se citar como principais características deste depósito o solo de coloração clara, geralmente de materiais finos, associado à vegetação hidrófila. Normalmente, não se encontra afloramento de rochas próximos a ele. Este material sedimentar aluvial se encontra disperso pela área. O alúvio possivelmente revela depósitos de paleocanais fluviais.

- Colúvio - Este sub-litotipo compõe a maioria das ocorrências do Quaternário. Ocorre como solo transportado, possuindo alguns grãos esparsos em meio a matriz argilo-arenosa. A

coloração predominante é avermelhada e não apresenta nenhuma estruturação. Este material sedimentar coluvial é de pouco domínio na área, em sua maioria em médio e altos topográficos (Figura 8-B e 8-C).

Acareação do Mapa Final da Análise Multicritério e do Mapa Geológico

O Mapa Final de Adequabilidade resultado da análise multicritério, mostra como área mais adequada à realocação da BR-101, a sua parte inferior a da localização atual da rodovia. No contexto desta região inferior do mapa de adequabilidade o mapeamento geológico (Figura 7) mostrou que o atual traçado da rodovia possui dois domínios litológicos predominantes, sendo Diorito/Gabro e o Metagranitóide, tornando o trabalho de controle estrutural e de risco geológico menos complexo em relação ao novo traçado proposto que vislumbra um maior número de substrato rochoso.

Porém considerando aspectos sociais e urbanos um novo traçado torna-se mais favorável quando considera o fluxo ideal de veículos e pessoas além da segurança do cidadão que mora no centro urbano do município de Iconha.

Assim entende-se que o ideal para este novo traçado da rodovia seria modificar o mínimo possível do traçado atual, tendendo aproveitar a condição geológica vislumbrada no primeiro traçado que passou por um mínimo possível de unidades litológicas diferentes, considerando as áreas de maior adequabilidade encontradas no mapa da Figura 7. É recomendado que apenas na região central de Iconha a atual rota da BR-101 seja alterada, ou seja, que o anel viário mude um pouco seu traçado considerando a atual geologia (litologia), geomorfologia, pedologia e os fatores socioeconômicos.

CONCLUSÃO

Segundo a análise dos dados e a interpretação dos resultados tanto de SIG quanto do mapeamento geológico, obtidos a partir do que foi proposto e das condições específicas deste trabalho, entende-se que:

Com o mapa de aptidão final e com o mapeamento geológico pode-se selecionar algumas áreas adequadas à implantação do contorno viário, o que varia de acordo com o valor das variáveis e as litologias encontradas.

Utilizando-se do mapa de adequabilidade como guia, a parte inferior do mapa (Figura 9) é uma ampla área de alternativas possíveis para a instalação da nova rota da BR-101, mas levando-se em consideração o mapa geológico percebe-se que essa variedade não é tão boa quanto se esperava, devido à variedade litológica encontrada.

Os resultados obtidos neste trabalho revelam as potencialidades do SIG aliado ao mapeamento geológico para tomada de decisão no processo de avaliação e seleção de áreas.

Com a intenção de um melhor entendimento da área para a realocação da BR-101 estudos mais específicos na área da geologia, social e econômico podem ser realizados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN, F. F; PEDROSA SOARES, A. C; NOCE, C. M; CRUZ, S. C. P. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental.** Geonomos 15 (1): 25-43, 2007.

ALKMIN F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C; PERES, G.G.; CRUZ, S. C. P. ; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuai-West Congo orogen in Brazil and Africa:** Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research 149: 43-64. 2006

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA FAVORAVEL A REALOCAÇÃO DA BR-101 NO MUNICÍPIO DE ICONHA-ES, A PARTIR DE DADOS OBTIDOS POR GEOPROCESSAMENTO

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

CORRÊA PINTO, A. F. **A Implantação de contornos rodoviários e as transformações da forma urbana de pequenas cidades: estudos de caso da rodovia RS-377 em São Francisco de Assis e Santiago, RS**. 2012. Dissertação (Mestrado) - PROPUR, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 2012.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2007. **Geologia da Folha Espera Feliz**. SF.24-V-A-IV, escala 1:100000.

DE CAMPOS, C. M., MENDES J. C., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S. R., MOURA, J. C., WALLFASS, C. **A revisão do magmatismo Brasileiro em sul do Espírito Santo, Brasil, com ênfase em magmatismo pós-colisional**. Journal of the Explorer Virtual de 2004. Edição Eletrônica, ISSN 1441-8142 Volume 17, Livro 1.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. Ca.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J. ; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, Luiz, A. de A; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALESTE, C R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: Luiz Augusto Bizzi; Carlos Shobbenhaus; Roberta Mary Viddoti; João Henrique Gonçalves. (Org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2004, p. 227-334.

DNIT – DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA E TRANSPORTE. 1973. Disponível em: <<http://www.dnit.gov.br/rodovias/operacoes-rodoviaras/faixa-de-dominio/normas-projeto-estr-rod-reeditado-1973.pdf>>. Acesso 15 abr. 2014.

FREITAS, M. H. G. **Estudo da favorabilidade para realocação da BR-101 no município de Iconha-ES, a partir de técnicas de geoprocessamento e informações geológicas**. Dissertação de Mestrado CEGEO-CCA/UFES. Alegre-ES, 2014.

HEILBRON, M.; NETO, M. C. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R, A, J.; JANASI, V, A. 2004. Cap XIII: Província Mantiqueira. In: **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio de Marques Almeida**. São Paulo, Ed. Deca, p.: 203–234.

IEMA – INSTITUTO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS. 2007. **Levantamento Aerofotogramétrico na escala 1: 35.000**. Ortofotomosaico.

PEDROSA-SOARES, A. C. e WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. 2000. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil, Brazil**. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p.: 265-286.

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

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

TORRES, L. T. **Petrografia e Geoquímica de Plútons Zonados do Sul do Espírito Santo**. 2013. 155 f. Monografia – Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre.

WIEDEMANN-LEONARDOS C.M.; LUDKA, I. P.; MEDEIROS S. R. de; MENDES, J. C.; MOURA, J. C. 2000. **Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira**. Geonomos, 8 (1): 25-38.

WIKIPÉDIA (2006). Disponível em: <<http://pt.wikipedia.org/wiki/Iconha>>. Acesso em: 8 maio de 2014.

Capítulo 6

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

*Matheus Amador Nicchio¹, Rodson de Abreu Marques², Roberto Sacks de Campos³,
Guilherme Rodrigues Marangon², Fernanda Setta Duarte⁴*

RESUMO. O estado do Espírito Santo é destaque nacional no que se refere ao mercado de rochas ornamentais. A área de estudo situa-se na região de Amarelos, norte do município de Guarapari-ES. Geologicamente, a região encontra-se inserida no contexto do Orógeno Araçuai sendo que na área predominam rochas do Complexo Paraíba do Sul. Essa unidade é constituída principalmente por gnaisses kinzigíticos, granada-sillimanita gnaisses, biotita gnaisses e biotita-anfibólio gnaisses que apresentam níveis de anfibolitos. Na área de estudo ocorrem paragnaisses de composição pelítica que apresentam relações de contato lateral com diatexitos de composição sienogranítica pertencentes às suítes G2 e G3, que são as rochas de principal interesse na região, apresentando três principais variações de cor aceitas no mercado: a amarela, a cinza e o branco, com destaque na cor mais amarelada. Ocorrem também na área, charno-enderbitos de coloração esverdeada da suíte Bela Joana, que se tornam amarelados-amarronzados após alteração. Este trabalho teve como objetivo a elaboração de um mapa geológico e caracterização petrográfica das rochas e a tentativa de estabelecer novas áreas com possível potencial de exploração de rochas ornamentais, bem como diferenciar as variações ocorrentes na área. Para isso foram visitados 47 pontos e coletado amostras para a confecção de lâminas de modo a realizar a caracterização petrográfica das mesmas. Em relação às variedades de cor, crê-se que ocorre devido à alteração sofrida pelas rochas onde se destacam processos de sericitização, carbonatação, cloritização e oxidação que ocorrem principalmente ao longo de fraturas, planos de clivagem e maclas e entre contatos entre grãos. A identificação do grau de alteração é de suma importância para entender o porquê da variação de cores nos sienogranitos e charno-enderbitos da região, pois identificando as áreas de diferentes estágios ajudará a delimitar possíveis áreas de exploração da variação de rocha desejada.

PALAVRAS-CHAVE. Guarapari; Petrografia; Rocha Ornamental; Sienogranitos; Enderbitos.

INTRODUÇÃO

¹Programa de Pós-graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS/UFES), Alegre, ES, Brasil

³Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil

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

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

O Espírito Santo tem recebido destaque a nível nacional no que diz respeito ao mercado de rochas ornamentais, sendo considerado o maior produtor desse bem mineral no país. As regiões que são mais importantes neste setor no estado são a região norte, onde ocorrem um grande número de jazidas, e a região sul, que é considerada o maior polo industrial do setor no estado, ganhando visibilidade não só pela abundante quantidade de jazidas, mas também pelas várias empresas que atuam no setor de beneficiamento de rochas ornamentais, principalmente na cidade de Cachoeiro do Itapemirim. Apesar de ser considerado grande no setor de rochas ornamentais, o estado ainda carece, em muito, de estudos geológicos de maior detalhe, de forma a subsidiar novas pesquisas minerais.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O município de Guarapari localiza-se na região metropolitana do estado do Espírito Santo, estando a cerca de 55km ao sul da capital Vitória, na região costeira (Figura 1). A área em questão, localiza-se na região norte do município, próximo da fronteira entre Guarapari e Vila Velha, abrangendo cerca de 40 Km². Seus vértices SW e NE localizam-se nas coordenadas UTM 7724000N/342000E e 7732000N/347000E respectivamente. A área é cortada em sua extremidade sudeste pela rodovia federal BR-101, sendo essa a principal via de acesso para se chegar na área (Fig.01) e corta a área de estudo na direção SW-NE. Outra maneira de acessar a área é através da rodovia estadual ES 388 que atravessa a área em sua porção noroeste. Outros 14 meios são através de vias secundárias não pavimentadas que se encontram distribuídas dentro da área (Fig.01). A área de estudo encontra-se a cerca de 50km ao sul da capital Vitória, seguindo pela BR-101. A distância da área até o centro de Guarapari é de aproximadamente 13km se seguido pela Rodovia Jones dos Santos Neves no sentido NW até chegar a BR-101, indo então no sentido NE por cerca de 5km.

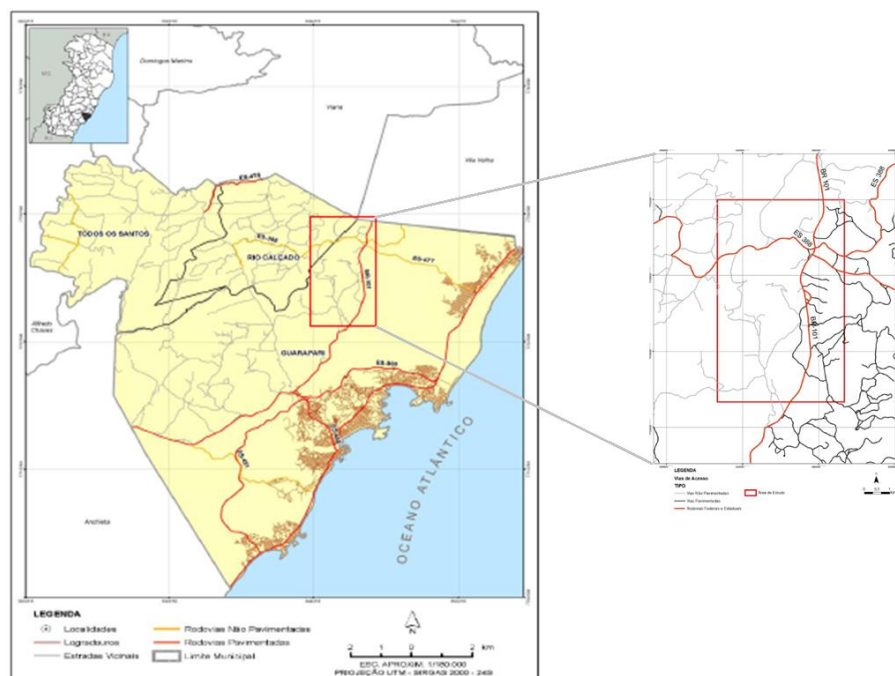


Figura 1. À esquerda mapa geopolítico indicando a localização do município de Guarapari e da área de estudo. Fonte Modificado de Espírito Santo em Mapas, Instituto Jones dos Santos Neves, 2010. (www.ijns.es.gov.br). À direita mapa com as principais vias de acesso com a área de estudo evidenciada. Fonte Dados modificados do GEOBASES-69 (IEMA, 2002).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/ GEOLOGIA REGIONAL

Na região de Guarapari predominam vegetações costeiras dando destaque à restinga que ocorre em toda a região costeira juntamente com manguezais. Nas regiões mais continentais, predominam pastos e plantações, com destaque a plantação de banana e café, havendo resquícios do bioma Mata Atlântica principalmente nos topos de morros e em regiões onde o relevo encontra-se mais acidentado (INCAPER, 2011).

O clima em Guarapari é classificado como clima Tropical Atlântico, um clima ameno com pouca variação anual de temperatura sendo a temperatura média anual de 22°C. Na porção litorânea predomina um clima mais tropical enquanto que nas porções mais interiores e altas do município predomina um clima mais ameno e úmido. A precipitação anual média é de 923mm sendo seu período mais chuvoso entre os meses de outubro e março (INCAPER, 2011).

A bacia hidrográfica de Guarapari possui cerca de 352Km² de área e é constituída por três cursos d'água principais, sendo esses os rios Una, Perocão e Jabuti, sendo este último bastante importante por ser o responsável pelo abastecimento da Baía de Guarapari. Ocorrentes na área de estudo, destacam-se o Rio Claro e os córregos Amarelo e Ribeiro.

A região onde se localiza a área de estudo está inserida no Escudo Atlântico brasileiro, situada no limite entre os planaltos da Mantiqueira setentrional e os piemontes inumados, também denominados de tabuleiros costeiros (IJSN, 2012). Na área de estudo, é possível notar um contraste bastante nítido entre as regiões geomorfológicas presentes, sendo os planaltos característicos por exibir aspecto montanhoso muito dissecado, com encostas bastante íngremes, apresentando altitudes variadas, com fases de dissecação controladas por ação fluvial. Já os tabuleiros costeiros, possuem como principal característica o seu relevo bastante suave, sendo composto por coberturas sedimentares de variadas espessuras e se estendendo desde o sopé dos planaltos até as planícies quaternária (IJSN, 2012). Na área de estudo, essa mudança de relevo é bem nítida, sendo as regiões mais altas localizadas na porção oeste enquanto que as mais baixas se localizam na porção leste da área. O pico mais alto atinge a cota de 400m, enquanto que a cota mais baixa atinge o nível de 0m. Essa diferença de cota ocorre de maneira bastante brusca devido à grande inclinação dos morros.

Segundo dados do IJSN (2006), as principais atividades econômicas do município são o comércio e serviços em geral, equivalendo a cerca de 80% da renda do município seguidos da indústria que gera cerca de 17% da renda e da agropecuária que apresenta uma participação de cerca de 4% da renda do município de Guarapari.

Geologicamente, a área de estudo localiza-se na Província Mantiqueira, que se estende desde a costa do Uruguai até o sul da Bahia com orientação preferencial NNE-SSW (ALMEIDA, 1977). A Província Mantiqueira possui grande importância no entendimento da evolução geológica do continente sul-Americano pois apresenta o registro de uma complexa e longa história evolutiva do Neoproterozóico no continente, além de preservar alguns remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas. Esta província é subdividida em três setores, meridional, central e setentrional, sendo a área de estudo localizada no setor setentrional, na porção norte da província, onde se localiza a faixa móvel Araçuaí (Figura 2), definida como conjunto orogênico neoproterozóico-cambriano situado entre os crátons São Francisco e Congo com limite sul situado na altura do paralelo 210 S no território brasileiro (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001). Segundo Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000 e Pedrosa-Soares et al. 2001 a área em questão, localiza-se dentro do domínio interno do Orógeno Araçuaí, estando inserida no Complexo Paraíba do Sul, que consiste predominantemente em paragneisses parcialmente migmatizados associados a corpos granitóides de alto grau metamórfico que chegam a atingir a fácies anfibolito alto e granulito (DE CAMPOS et al., 2004) que estão relacionados a diferentes estágios da evolução tectônica do Orógeno Araçuaí.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

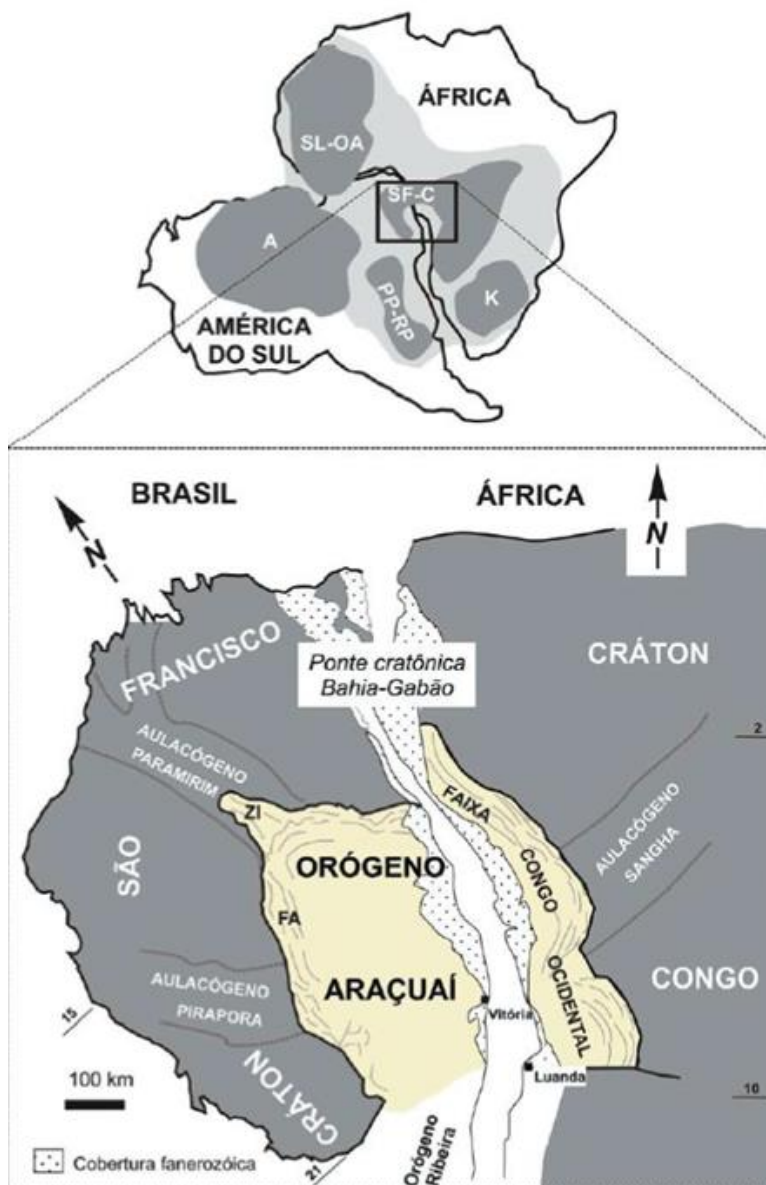


Figura 2. Orógeno Araçuaí na parte central do Paleocontinente Gondwana. Fonte Pedrosa-Soares et al. (2007).

Pedrosa-Soares & Wiedemann (2000), Pedrosa-Soares et al. (2001, 2007, 2008), Campos et al. 2004 identificaram 4 principais estágios orogênicos, sendo esses denominados estágio pré-colisional (630 – 580 Ma), sin-colisional (ca. 580 - 560 Ma), tardicolisional (ca. 560 - 530 Ma) e pós-colisional (ca. 530 - 490 Ma). Estes estágios são caracterizados com base nas relações estruturais (em particular, com a foliação regional), assinaturas geoquímicas e isotópicas, e idades U-Pb das rochas que os representam (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008, SILVA et al., 2005). Esses estágios são registrados nos diferentes corpos granitóides que são divididos entre suítes G1, G2, G3, G4 e G5 (PEDROSA-SOARES et al., 2007) (Fig. 3)

Segundo De Campos et al.(2004), na região da área de estudo ocorrem granitos do tipo S foliados correspondentes às suítes G2 e G3 juntamente com rochas paraderivadas de alto grau metamórfico (fácies granulito) pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul. Subordinadamente, ocorrem charnockitos verdes pertencentes à Suíte sin colisional Bela Joana, que é descrita na

literatura como complexo charnockítico, e de rochas da fácies granulito integrante da associação Paraíba do Sul (SILVA & FERRARI, 1976 ; apud SILVA et al., 2001).

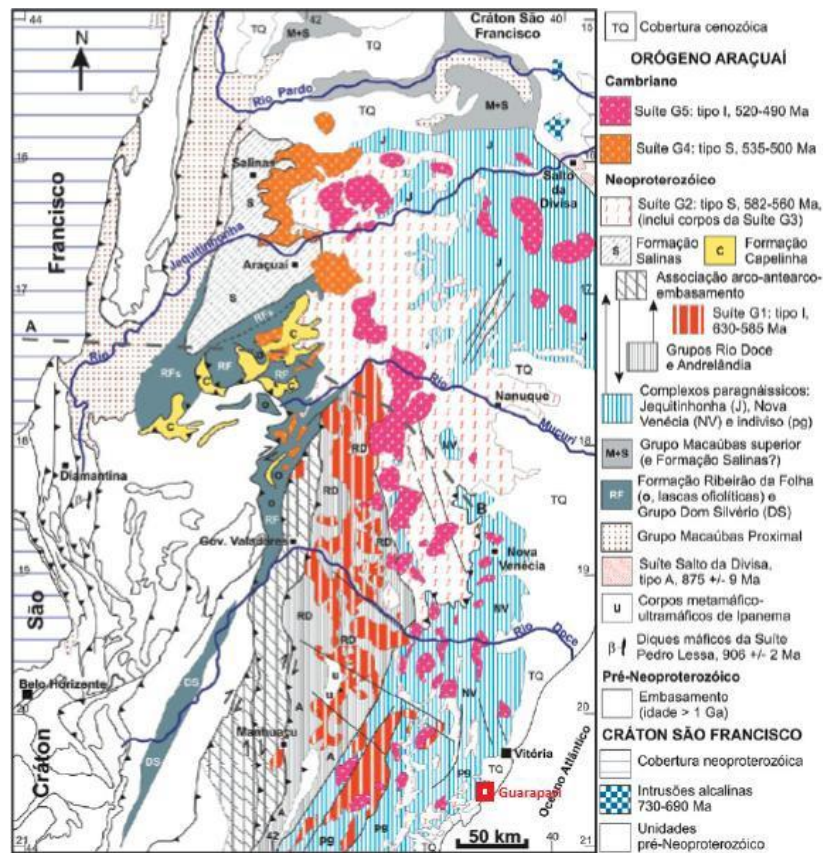


Figura 3. Mapa geológico do Orógeno Araçuai indicando a distribuição das suítes G1, G2, G3, G4 e G5 e a localização da área de estudo em vermelho. Fonte Modificado de Pedrosa-Soares et al. (2007).

A fase sin-colisional do Orógeno está registrada na suíte G2, que é constituída predominantemente por granitos do tipo S e são caracterizados por apresentarem deformação e metamorfismo regionais (e.g., NALINI et al., 2000; PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; CAMPOS et al., 2004; SILVA et al., 2005). Segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), o metamorfismo regional atinge a fácies xisto verde baixo nas zonas mais próximas do Cráton apresentando um padrão crescente em direção à região central do Orógeno atingindo a fácies anfibolito e granulito nas zonas centrais do Orógeno Araçuai. De maneira resumida, o grau metamórfico do Orógeno aumenta de oeste para leste e de norte para sul (ALMEIDA et al., 1978, PEDROSA-SOARES et al., 1984, 1992, 2001, PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000). Os granitos da suíte G2 são predominantemente granitos peraluminosos com granada onipresente com cordierita e/ou sillimanita frequentes, ocorrendo em forma de batólitos, stocks ou corpos tabulares apresentando foliação regional, com a presença de xenólitos e roof-pendants de rochas encaixantes (PEDROSA-SOARES et al., 2007). A foliação, muitas vezes é milonítica e normalmente seguindo a orientação do fluxo ígneo anteriormente existente (NALINI et al., 2000; PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2006; CAMPOS et al., 2004). Segundo Silva et al. (2005), Pedrosa-Soares et al. (2006), as idades U-Pb indicam que o período de maior granitogênese ocorreu em torno de 575Ma, havendo também outras épocas importantes de granitogênese da suíte G2 (NALINI et al., 2000; CAMPOS et al., 2004; SILVA et al., 2005).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

A suíte G3 registra a granitogênese ocorrida durante o período tardi a pós-orogênico (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2006; SILVA et al., 2007), sendo constituída tipicamente por leucogranitos com granada e/ou cordierita, sendo pobres em micas e não apresentando foliação regional e variedades de granitos mais ricos em micas, com granada e com foliação regional incipiente (PEDROSA-SOARES et al., 2007). A suíte apresenta idades de cristalização (U-Pb) entre 545 e 520 Ma (SILVA et al., 2005; PEDROSA-SOARES et al., 2006). Segundo Pedrosa-Soares et al. 2006, 2007), os leucogranitos da suíte G3 apresentam feições petrográficas e estruturais que evidenciam que são produtos autóctones e paraúctones da fusão dos granitos da suíte G2 deformados em episódio pós-cinemático à foliação regional. As maiores evidências disso seriam as relações de corte de G3 em G2, presença de restos não fundidos de G2 inseridos em G3 e traços de foliação do tipo schlieren de G2 e presença de granada em G3, herdada de G2. De acordo com Castañeda et al. (2006), a temperatura de cristalização dos leucogranitos da suíte G3 seria em torno de 815 °C a 5Kbar, bastante elevada em relação a temperatura de cristalização da suíte G2.

METODOLOGIA

O presente trabalho foi realizado em seis etapas passando essas o levantamento de dados bibliográficos, elaboração da base cartográfica, mapeamento geológico, caracterização petrográfica, elaboração do mapa geológico e pôr fim a elaboração do relatório científico. A revisão bibliográfica é a fase inicial do trabalho e consiste no levantamento de dados bibliográficos já existentes, elaborados na região de estudo. Seu principal objetivo é fornecer um conhecimento prévio da geologia local e regional, provindo informações necessárias para um melhor entendimento das litologias e estruturas posteriormente encontradas em campo. Outro objetivo é auxiliar na elaboração dos aspectos fisiográficos da área, e fornecer dados necessários para a elaboração da base cartográfica. A elaboração da base cartográfica consiste na integração de dados obtidos durante a fase de revisão bibliográfica, com o objetivo de gerar mapas necessários para a etapa de campo. Para a realização dessa etapa, foram utilizados dados fornecidos pelo GEOBASES-69 34 (2002) onde todos os dados foram manipulados em ambiente de SIG. Os dados utilizados foram os topográficos, hidrográficos e rodoviários, bem como a imagem aérea da área de estudo, sendo todos trabalhados na escala de 1:50000 e no datum WGS84 24S. O mapeamento geológico é etapa onde foram realizadas as saídas de campo com o intuito de coletar dados e amostras das rochas a serem estudadas. Ao todo, foram feitas três campanhas de campo onde foram descritos quarenta e sete pontos. A caracterização petrográfica consiste na análise e descrição das rochas coletadas em campo. Em um primeiro momento, as amostras foram descritas na escala macroscópica, identificando as principais texturas e estruturas bem como uma prévia descrição mineralógica. Posteriormente, as amostras foram descritas em maior escala de detalhe (lâminas delgadas), sendo identificados todos os minerais e as microestruturas presentes nas rochas. Foi realizado também a classificação e interpretação das mesmas através da geração de tabelas de análise modal e utilizando o diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976). Ao todo, foram descritas 8 lâminas divididas entre as litologias ocorrentes na área. Para a análise petrográfica, foi utilizado o microscópio petrográfico da Nikon e da Olimpo, sendo o segundo utilizado apenas para a geração de imagens digitais das lâminas. A elaboração do mapa geológico consiste na compilação dos dados obtidos em campo. Nesta etapa, foram situadas geograficamente as unidades mapeadas bem como delimitados os contornos entre elas. A elaboração do relatório científico é a etapa final do trabalho e consiste na organização e reunião dos dados obtidos durante todas as etapas do trabalho bem como as interpretações e conclusões realizadas. Para essa etapa, foi seguido o padrão de formatação proposto pela instituição.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na área de estudo foram identificados três principais litotipos, sendo estes descritos como paragnaisse aluminoso, leuco-sienogranitos e charno-enderbito. Estes apresentam relações de contato lateral entre si. Estruturalmente, essas rochas encontram-se orientadas, com direções variando entre NE-SW e NW-SE, seguindo os padrões regionais (N-S) e com mergulhos sempre para leste, variando entre 20 e 60 graus. Os litotipos serão descritos a seguir:

O (sillimanita) (granada) biotita gnaiss possui estrutura bandada (centimétrica) (Figura 4) irregular, marcada por níveis ricos em biotita e níveis quartzo-feldspáticos. Por vezes, ocorrem bandamentos por injeções centimétricas que cortam a unidade paralelamente aos planos de foliação. Esporadicamente, observam-se foliações proto-miloníticas que seguem a direção da foliação regional (NE-SW), pela presença de estruturas sigmoidais geradas ao redor de porfiroblastos de granada e em injeções quartzo-feldspáticas. É comum nessa unidade a presença de diques pegmatíticos de composição leuco-granítica, geralmente, decimétricos e sem orientação preferencial. Microscopicamente, a rocha apresenta textura granolepidoblástica, inequigranular fina a grossa, com grãos variando entre 0,2 e 3,0mm. A foliação é bem marcada pela orientação dos grãos de biotita e sua composição mineralógica é basicamente K-feldspato, quartzo, biotita, plagioclásio, sillimanita e zircão. A paragênese quartzo + K-feldspato + plagioclásio + biotita $\pm$ sillimanita $\pm$ granada sugere que a rocha foi metamorfoseada em fácies granulito a partir de um protólito pelítico.

Os granitoides são de composição pelítica que apresentam relações de contato lateral com diatexitos de composição sienogranítica pertencentes às suítes G2 e G3, que são as rochas de principal interesse na região, apresentando três principais variações de cor aceitas no mercado de rochas ornamentais: a amarela, a cinza e o branco, com destaque na cor mais amarelada. Os litotipos ocorrem em maciços rochosos, “pães de açúcar” e blocos rolados, aparecendo em topos de morros e em lajedos. Na área de estudo, exibem estruturas do tipo schlieren. Os granitoides G2 são rochas de textura inequigranular, apresentando foliação incipiente marcada pela orientação dos cristais de biotita. A rocha apresenta também intercrescimentos vermiculares de quartzo em cristais de plagioclásio e também em cristais de K-feldspato. Esta é composta por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, granada, minerais/materias opacos, monazita ou zircão, sericita e clorita. Sob o microscópio petrográfico, os gnaisses aluminosos apresentam textura granolepidoblástica, inequigranular fina a grossa. A foliação é bem marcada pela orientação dos grãos de biotita e sua composição mineralógica é basicamente K-feldspato, quartzo, biotita, plagioclásio, sillimanita e zircão.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO



Figura 4. Exposições rochas das litologias mapeadas. Em A) mostra os afloramentos do gnaiss pelítico do tipo Pães de açúcar. B) Afloramento do gnaiss pelítico em perfil, evidenciando as bandas composicionais, neste caso, com alto grau de alteração.

Ocorrem também na área, charno-enderbitos de coloração esverdeada da suíte Bela Joana, que são caracteristicamente amarelados-amarronzados (alterados). Em relação às variedades de cor, crê-se que ocorre devido à alteração sofrida pelas rochas onde se destacam processos de sericitização, carbonatação, cloritização e oxidação, principalmente ao longo de fraturas, planos de clivagem e maclas e entre contatos entre grãos. Essa unidade apresenta estrutura maciça à foliada, que é bastante incipiente e se dá pela orientação da biotita. Sua textura por vezes é inequigranular fina à média e também por vezes, equigranular média, composta por plagioclásio, quartzo, biotita, ortopiroxênio e K-feldspato. A coloração é esverdeada, se tornando mais amarelada-amarronzada quando mais intemperizada. A unidade normalmente é cortada por diques pegmatóides de composição granítica que não apresentam orientação preferencial. Sob o microscópio petrográfico, os litotipos apresentam majoritariamente textura granolepidoblástica, com foliação marcada pela orientação da biotita, inequigranular. E com mineralogia essencial composta por plagioclásio, quartzo, biotita, K-feldspato e ortopiroxênio.

A região de Guarapari apresenta um considerável potencial para a extração de rochas ornamentais, principalmente na região de Amarelos e arredores. Seu maior interesse está ligado ao valor de mercado aplicado aos granitóides amarelos presentes na região e também ao fato de se localizar na Grande Vitória, onde há um bom número de empresas de beneficiamento e um porto internacional que escoia grande parte da produção de rochas do país, facilitando assim, a logística para os produtores de Guarapari (Figura 05)

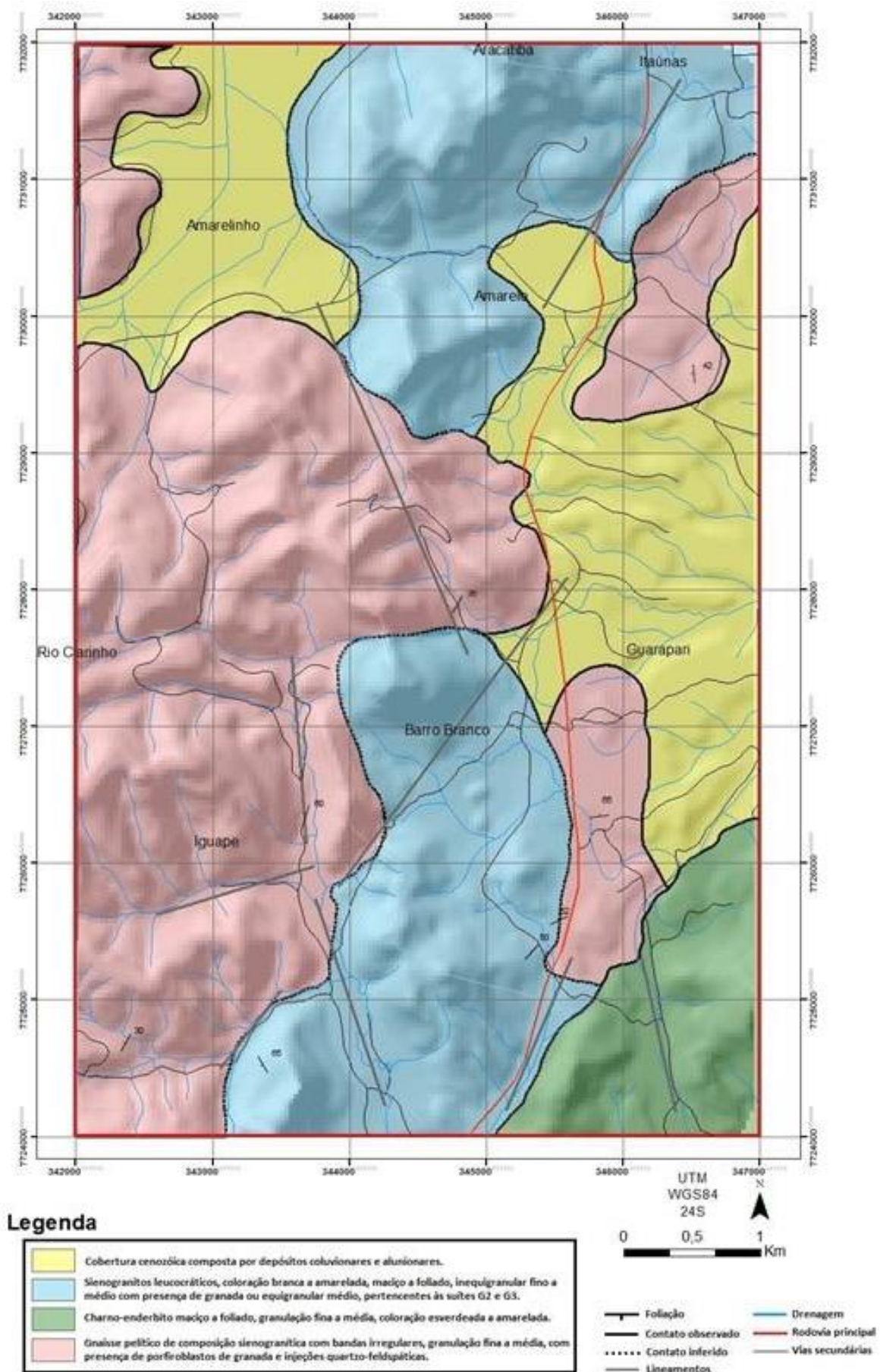


Figura 5. Mapa geológico da área de estudo.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

Na área de estudo foram identificados dois principais locais de provável potencial de exploração:

O primeiro localiza-se na porção norte da área, onde ocorrem os granitóides G2 e G3. Esta foi delimitada devido a presença de maciços de grande porte, ausência de fraturas e lineamentos, maior homogeneidade do material, baixa frequência de diques e coloração mais amarelada das rochas. Nesta área, nota-se um considerável número de pedreiras abandonadas. Para a extração de rochas ornamentais, seria aconselhável a extração apenas do maciço rochoso, para isso, se faz necessário a utilização de métodos mecanizados. Apesar da presença de blocos rolados, estes possuem pouco potencial, devido principalmente a seus tamanhos pequenos (Figura 6).



Figura 6. Maciço rochoso de granitóide G2/G3, apresentando grande potencial de exploração (A) e Pedreira abandonada de granitóide amarelo (B).

A segunda área localiza-se no extremo sudeste da área de estudo, onde ocorrem os charno-enderbitos. Esta foi delimitada devido a presença de maciços de grande porte, ausência de fraturas e lineamentos, homogeneidade do material, baixa frequência de diques e coloração esverdeada da rocha. Não foram identificados sinais de pedreiras pré-existentes no local, porém dependendo das tendências do mercado, a instalação de uma poderia ser bastante lucrativa. Para a extração dessa rocha, seria necessário a utilização de métodos mecanizados pois apesar da grande presença de blocos rolados, é no maciço que se encontra o maior potencial exploratório (Figura 7).



Figura 7. Afloramento de charno-enderbito em maciço rochoso (A) e em lajedado com blocos rolados (B).

CONCLUSÃO

Com a realização de um mapeamento geológico na escala de 1:50000, foi possível identificar na área, um paragnaisse de composição pelítica, um diatexitos de composição sienogranítica das suítes G2 e G3, além do charno-enderbito esverdeado, pertencente à suíte Bela Joana, classificada como sin-tectônica. O gnaiss aluminoso apresenta sinais de anatexia, tais como bandamentos por injeções em escala de afloramento e microscopicamente, contatos poligonais entre grãos de feldspatos, indicando recrystalização dos mesmos. Tais características remetem a um alto grau de metamorfismo atingido pela rocha. Seu caráter aluminoso é notado devido à grande presença de granada e sillimanita mostrando também que esta apresenta protólito sedimentar. Os sienogranitos G2 e G3 representam as fases sin e sin a tardi orogênicas respectivamente (Orogênio Araçuai) e ocorrem geralmente associados, impossibilitando a individualização dos corpos na escala de trabalho utilizada, sendo diferenciados entre si pela foliação e maior teor de biotita em G2. Nessas unidades foram encontrados fortes indícios de recrystalização, tais como, grande presença de contatos poligonais entre feldspatos e zircões zonados. As estruturas do tipo schillieren encontradas nessa unidade evidencia que os sienogranitos mais leucocráticos pertencentes a G3 são produto de fusão dos sienogranitos G2. No Charno-enderbito verde é comum encontrar foliação, bem como sinais de recrystalização como contatos poligonais entre grãos de feldspatos e grande presença de antipertita, o que remete a um ambiente deformacional de alto grau. As características apresentadas pela maior parte das rochas encontradas na área indicam um ambiente genético de altas condições metamórficas, onde ocorreram diferentes estágios de fusão e granitogênese, concluindo-se que os granitóides mapeados são do tipo S. Já em relação às rochas ornamentais, notou-se que quando não intemperizados, os sienogranitos apresentam uma coloração bastante esbranquiçada no caso dos granitóides G3, ou até mesmo mais acinzentados, que ocorre nos G2. Em ambas as suítes, quando mais alteradas, notou-se um aumento no teor de sericita e oxidação percorrendo entre planos de fratura e contatos dos grãos vizinhos. Essas características levam a crer que são as responsáveis pela mudança de coloração das rochas. O mesmo ocorre com o charno-enderbito verde, que se torna mais amarelado-amarronzado quando intemperizado. Outros sinais de intemperismo notados nas unidades descritas foram os

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS NA REGIÃO DE GUARAPARI, ESPÍRITO SANTO

processos de carbonatação e cloritização, ocorrentes no granitóide G3. No que diz respeito à extração, se faz necessário um mapeamento de detalhe de modo a tentar individualizar locais mais intemperizados devido à grande influência da alteração na geração da cor amarelada, a de maior interesse no mercado. É aconselhável a utilização de técnicas mecanizadas devido ao fato da maior parte das rochas lavráveis ocorrerem sob a forma de maciços rochosos. Devido à baixa quantidade de Áreas de Proteção Permanente (APP's), fraturas, diques e drenagens nas regiões de maior ocorrência de rochas lavráveis, a área de estudo torna-se bastante interessante economicamente, sendo necessário mais estudos de modo a realizar um planejamento adequado de extração de rochas ornamentais. Por fim, vale ressaltar a importância do trabalho realizado por ampliar os conhecimentos geológicos da região que tão pouco foi estudada e que carece ainda de mapas e pesquisas minerais

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., Hasui, Y., Rodrigues, E.P. & Yamamoto, J. **A Faixa de Dobramentos Araçuai na região do Rio Pardo**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. SBG, Anais, v. 1, p. 270-283.1978

ALMEIDA, F.F.M **O Cráton do São Francisco**. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.1977

DE CAMPOS, P.C. **A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism**. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142 Volume 17, Paper 1. 2004

NALINI, H. A., Bilal, E. & Correia-Neves, J.M. **Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais State, Brazil)**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 120-125.2000

PEDROSA-SOARES, A. C., Noce, C. M., Vidal, P., Monteiro, R. & Leonardos, O. H. **Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuai (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa)**. *Belt. Journal of South American Earth Sciences*, 6: 33-47.1992.

PEDROSA-SOARES, A.C., Leonardos, O. H. & Correia-Neves, J.M. **Aspectos metamórficos de seqüências supracrustais da Faixa Araçuai em Minas Gerais**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. SBG, Anais, v. 7, p. 3056-3068.1984.

PEDROSA-SOARES, A.C.; Wiedemann-Leonardos, C.M. **Evolution of the Araçuai Belt and its connection to the Araçuai- Ribeira Belt, eastern Brazil**. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Editors), *Tectonic Evolution of South America*, 31st IGC: pp. 265-285.2000

PEDROSA-SOARES, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M. and Pinto, C.P., **The Araçuai- West Congo orogen in Brazil: an overview of confined orogen formed during Gondwana assembly**. *Precambrian Research*, 110: 307-323. 2001

PEDROSA-SOARES, C.A. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuai no extremo leste de minas e norte do Espírito santo (18°-19°s, 41°-40°30'w)**. *Geonomos* 14 (1, 2) : 97 – 111. 2006.

PEDROSA-SOARES, C.A et.al. **Orógeno Araçuai: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. *Geonomos* 15(1): 1 – 16. 2007

PEDROSA-SOARES, A.C.; Alkmim, F. F.; Tack, L.; Noce, C.M.; Babinski, M.; Silva, L.C.; Martins Neto, M.A. **Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen**. In: Pankhurst, R.; Trouw, R.; Brito-neves, B. B.; wit, M. The Gondwana Peleocontinent in the South Atlantic Region. Special Publication; Geological Society of London. 294 p,2008.

SILVA, L.C.; Cunha, S.C.H. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**. CPRM. 2ª edição revista em 2001.

SILVA, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L. & Fletcher, I. **The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections**. Precambrian Research, 136: 203-240, 2005.

SILVA, J. N. da; FERRARI, P. G. **Projeto Espírito Santo: relatório final**. Belo Horizonte: CPRM. 408 p.1976.

STRECKEISEN, A. **To each plutonic rock its proper name**. Science Reviews, 12: 1-33, 1976.

IJSN - Instituto Jones Dos Santos Neves, Espírito Santo em mapas. Disponível em: <http://www.ijsn.es.gov.br/> acessado em: 20 de março de 2012.

INCAPER - Instituto Capixaba De Pesquisa, Assistência Técnica E Extensão Rural, Espírito Santo. Disponível em <https://incaper.es.gov.br/> acessado em 20 de março de 2012

