

**MAPEAMENTO E PETROGRAFIA DO ORTOGNÁISSE SERRA DA
CANGALHA, SUL DO ESPÍRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Bacharelado em Geologia)

Thompson de Almeida Pereira

UFRJ
Rio de Janeiro
2009



UFRJ

**MAPEAMENTO E PETROGRAFIA DO ORTOGNÁISSE SERRA DA
CANGALHA, SUL DO ESPÍRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão de Curso

(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009



UFRJ

**MAPEAMENTO E PETROGRAFIA DO ORTOGNÁISSE SERRA DA CANGALHA,
SUL DO ESPÍRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(es):

Júlio Cezar Mendes (UFRJ)
Isabel Pereira Ludka (UFRJ)

Rio de Janeiro
Janeiro de 2009

Pereira, Thompson de Almeida

Mapeamento e Petrografia do Ortognaisse Serra da Cangalha, Sul do Espírito Santo/ Thompson de Almeida
Pereira- - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

xi, 57 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia, ano2009.

Orientador(es): Júlio Cezar Mendes, Isabel Pereira Ludka

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão
de Curso. I. Júlio Cezar Mendes (UFRJ). II. Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de
Graduação em Geologia. III. Título.

Thompson de Almeida Pereira

MAPEAMENTO E PETROGRAFIA DO ORTOGNASSE SERRA DA CANGALHA, SUL
DO ESPÍRITO SANTO

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(es):

Júlio Cesar Mendes (UFRJ)
Isabel Pereira Ludka (UFRJ)

Aprovada em: de Abril de 2009

Por:

Orientador: Júlio Cesar Mendes (UFRJ)

Orientadora: Isabel Pereira Ludka (UFRJ)

Silvia Regina de Medeiros (UERJ)

Alexandre Alves (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009

<i>Agradecimentos</i>	7
1. INTRODUÇÃO:	8
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA:	9
3. OBJETIVOS	10
4. METODOLOGIA:	11
4.1 TRABALHOS DE CAMPO	11
4.2 PETROGRAFIA	12
4.3 TRABALHOS DE ESCRITÓRIO	12
4.4 NOMENCLATURA.....	13
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
5.1 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA RIBEIRA CENTRAL	15
5.2 GEOLOGIA AO SUL DA FAIXA ARAÇUÁ-RIBEIRA.....	17
5.3 ESTÁGIOS OROGÊNICOS BRASILIANOS	19
5.3.1 <i>O Magmatismo Orogenético</i>	21
6. TRABALHOS ANTERIORES NA REGIÃO	22
6.1 -PROJETO MIMOSO DO SUL (FONTES ET AL., 1981)	22
6.2 – PRONAGEO FOLHA ESPERA FELIZ - RELATÓRIO FINAL (HORN ET. AL., 2006)	23
6.2.1 - <i>Complexo Juiz de Fora (Suíte Caparaó)</i>	23
6.2.2. - GRUPO ANDRELÂNDIA	24
6.2.3 - <i>Complexo Paraíba do Sul</i>	24
6.2.4 <i>Rochas Intrusivas Brasilianas Deformadas (Pré-Cambriano)</i>	25
6.2.5 - <i>Rochas Intrusivas Brasilianas Não-Deformadas (Cambriano)</i>	26
6.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL	26
6.1.1 - LINEAMENTO DE GUAÇUÍ.....	27
7. GEOLOGIA LOCAL E UNIDADES DE MAPEAMENTO	28
7.1 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO	29
7.1.1 <i>Ortognaisse Serra da Cangalha</i> :	29
7.1.2 <i>Orto-Granulito Juiz de Fora</i> :.....	40
7.1.3 <i>Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro</i> :	41
7.1.4 <i>Charnoquito</i> :	43
8. ANÁLISE DE MICROESTRUTURAS	47
8.1 EVIDÊNCIAS DE MECÂNISMOS DE DEFORMAÇÃO DE MÉDIO A ALTO GRAU:.....	47
9. ANÁLISE PETROGRÁFICA DE FELDSPATOS	52
10. CONCLUSÕES	53
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

Agradecimentos

A minha mãe e minha mulher Maryse pelo apoio incondicional.

Aos meus Orientadores Júlio Cesar Mendes e Isabel Pereira Ludka, pela paciência, esclarecimentos e dedicação.

Ao CNPq pelo suporte financeiro durante o desenvolvimento do projeto.

Aos amigos, em especial a Alexandre Nascimento de Souza, Hugo Pólo, Gabriel Correa Matos e Hugo Henning Kussama pelo suporte direto tanto no mapa quanto na redação do relatório final.

A todos que de alguma forma deram contribuição à minha formação como geólogo.

1. Introdução:

A área de estudo está localizada nas proximidades do município de Guaçuí, sul do Estado do Espírito Santo, onde afloram gnaisses para e ortoderivados de idades Paleoproterozóica e Neoproterozóica, integrantes da Faixa Móvel Araçuaí-Ribeira. O interesse na pesquisa da área advém da necessidade de melhor conhecimento geológico na porção limite entre os estados do RJ e ES, pois não há trabalhos de detalhe que permitam correlação e integração com sítios adjacentes melhor estudados. Os resultados desta monografia estão inseridos nos objetivos de projeto de pesquisa do orientador, financiado por Edital Universal do CNPq, que prevê a obtenção de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos de vários corpos gnássicos ortoderivados dos estados do RJ e ES. Adicionalmente, trata-se de mais uma contribuição ao estudo de corpos intrusivos associados em unidades gnássicas de grau médio a alto, que ocorrem extensamente nesta porção da região sudeste e têm sido objeto de estudo de vários pesquisadores nas últimas décadas.

2. Localização da área:

A área de estudo engloba a porção oriental da região serrana do Estado do Espírito Santo, entre os municípios de Guaçuí, São José do Calçado e Bom Jesus do Itabapoana. O principal acesso é a rodovia BR-482, uma extensão da rodovia municipal ES-484 que leva à Guaçuí. O acesso aos afloramentos foi feito por pequenas estradas sem pavimentação que muitas vezes não aparecem no mapa topográfico, o que tornou o uso de GPS imprescindível para a localização dos pontos mapeados.

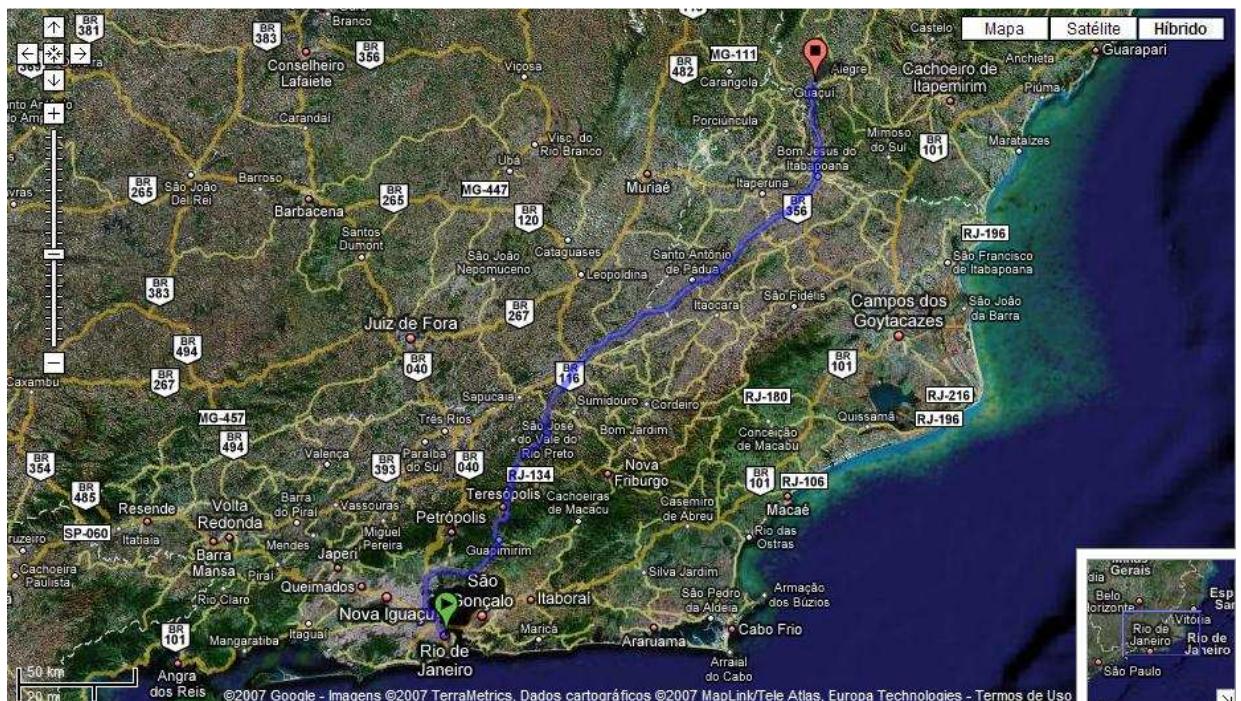


Figura 1: Rota da viagem Rio de Janeiro x Guaçuí. Fonte Google Maps

3. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é compreender o contexto geológico do Ortognaisse Serra da Cangalha através de técnicas de mapeamento geológico e petrografia. Para isto os seguintes objetivos específicos foram alcançados:

- mapeamento geológico, em escala 1:25.000, de uma área de cerca de 220 Km²;
- reconhecimento da área de ocorrência do Ortognaisse Serra da Cangalha e delimitação de seus contatos com litotipos vizinhos;
- petrografia das rochas identificadas na área de trabalho e análise semi-modal visando a classificação dos litotipos ortoderivados;
- confecção de mapa geológico, na base GIS, utilizando dados de campo e petrográficos.
- propôr mecanismos microtectônicos que expliquem os registros observados em seção delgada na rocha
- relacionar, ainda que de forma preliminar, sua história com os eventos tectônicos regionais

4. Metodologia:

Os trabalhos compreenderam campanhas de campo para estudos geológicos e coleta de amostras, etapa de laboratório com descrição e análise semi-modal de lâminas delgadas e posterior classificação das rochas e trabalhos de escritório para confecção de mapa e seção geológica, assim como levantamento e organização bibliográfica e, finalmente, redação do relatório final.

4.1 Trabalhos de campo

Duas campanhas de campo foram efetuadas, totalizando 14 dias. O mapeamento foi realizado a partir de base topográfica 1:50.000 do IBGE, Folha Guaçuí.

Inicialmente foi realizado um levantamento preliminar ao longo das principais estradas visando o reconhecimento dos principais litotipos da área. Posteriormente foram realizados perfis ao longo de estradas secundárias. Em locais de difícil acesso foram realizados perfis detalhados a pé, em trilhas e picadas.

Durante as etapas de campo foram descritos um total de 106 pontos, que foram georeferenciados por meio de coordenadas geográficas fornecida por um GPS de marca Garmim, modelo GPS 12 e posteriormente plotados na carta topográfica do IBGE na escala 1:50.000. Como acessórios essenciais, no campo também foram utilizados bússola geológica, lupa, martelo e marreta.

Foram coletadas 40 amostras para estudo petrográfico. A coleta de amostras para análise química foi realizada em dezessete pontos que satisfizeram as condições necessárias para tal procedimento. Os estudos geoquímicos foram objeto de estudos posteriores.

4.2 Petrografia

Os aspectos compostionais e texturais das amostras coletadas foram descritos através de seções delgadas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida (Zeiss, modelo Axioplan) do Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Depto. de Geologia da UFRJ. As 40 lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Depto. de Geologia da UFRJ pelo técnico Tarcísio Raymundo Abreu.

A composição semi-modal das amostras de rochas ortoderivadas foi realizada a partir de contagem de 800 pontos por lâmina. No caso de metassedimentos foram feitas estimativas modais, calculadas a partir da média aritmética das concentrações de cada fase mineral em cinco visadas por lâmina.

4.3 Trabalhos de escritório

Inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico acerca das informações obtidas em trabalhos anteriores, como por exemplo os relatórios do Projeto Mimoso do Sul, pioneiro na região, e aqueles confeccionados pela CPRM (PRONAGEO, Folha Espera Feliz), em escala 1:100.000. Foram consultados também livros e manuais para a identificação e compreensão das texturas e estruturas observadas.

- Banco de dados SIG

Todos os dados coletados no campo foram georreferenciados com GPS (*datum* Córrego Alegre) e a compilação dos mesmos foi feita em planilha Excel, na qual cada ponto é associado a uma coordenada UTM e contém atributos como litologia, unidade de mapeamento e categorias de estruturas com suas respectivas atitudes espaciais. O banco de dados gerado foi visualizado e manipulado com o *software* de Geoprocessamento ArcGIS® versão 9.2 da ESRI, que permitiu a confecção de mapas temáticos sobre bases cartográficas digitais georreferenciadas. Neste estudo, o banco de dados é resultado da combinação de conjuntos de dados litológicos, estruturais qualitativos e estruturais direcionais. A partir deste banco de dados foi confeccionado o mapa geológico que se encontra em anexo.

4.4 Nomenclatura

Por se tratar de litotipos com textura ígnea localmente preservada, apesar de mostrarem maior ou menor grau de deformação, a nomenclatura das rochas aqui adotada é aquela sugerida por Streckeisen (1976).

A conceituação de enclave empregada neste trabalho corresponde ao que foi definido por Didier (1987):

- Enclaves xenolíticos: fragmentos das rochas encaixantes incorporados pelo magma quando do seu posicionamento.
- Enclaves microgranulares: porções de rochas magmáticas microgranulares envolvidas e em contato brusco ou difuso com a rocha hospedeira, também magmática.

A nomenclatura das estruturas migmatíticas descritas neste trabalho é aquela sugerida por Mehnert (1968). Os limites granulométricos usados na descrição das rochas aqui descritas são aqueles propostos por Williams *et al.* (1985):

muito fina < 0,1mm;
 fina 0,1 a 1,0mm;
 média 1 a 5mm;
 grossa 5 a 30mm; muito grossa > 30mm.

As classificações quanto à forma e geometria dos grãos e agregados segue o padrão proposto por Passchier & Trouw (1996) para descrição de tramas em escala microscópica.

A forma dos grãos nas rochas ígneas e metamórficas foi classificada segundo o grau de desenvolvimento das faces cristalinas:

- grãos idiomórficos ou euédricos – faces cristalinas bem desenvolvidas;
- grãos subédricos ou hipidiomórficos – apresentam limites irregulares e algumas faces bem desenvolvidas;
- grãos xenomórficos ou anédricos – apresentam somente limites irregulares.

A forma dos agregados de grãos em rochas ígneas e metamórficas foi descrita e classificada segundo a distribuição granulométrica (equigranulares, inequigranulares e seriados) e a geometria dos contatos entre os grãos (poligonal, interlobado e amebóide).



Figura 2: Tabela de forma de grãos e agregados. Fonte: Microtectonics; Passchier & Trouw 2000

5. Contexto Geológico Regional

A região sul do Estado do ES e norte do RJ, situada no limite da porção centro-norte da Faixa Ribeira e sul da Faixa Araçuaí, é pobre em estudos regionais de semi-detalhe. Nesta região encontra-se o núcleo metamórfico-anatético do Sistema Orogenético Brasiliense (Pedrosa-Soares et al. 2001, Silva et al. 2005). Sobre este cenário, aqui será apresentado um resumo do modelo proposto para a evolução do segmento central da Faixa Ribeira e em seguida, uma síntese da geologia da parte sul da Faixa Araçuaí

5.1 Evolução Geológica da Faixa Ribeira Central

A Faixa Neoproterozóica Ribeira se estende por aproximadamente 1400 Km ao longo da costa sudeste do Brasil. Faz parte de uma série de faixas Neoproterozóicas / Eopaleozóicas geradas entre aproximadamente 700 e 480 Ma, durante o amalgamento do Super Continente Gondwana. Na América do Sul, esses eventos são conhecidos como orogenia Brasiliense/ Pan Africana e o principal período da atividade orogênica na faixa Ribeira ocorreu entre 670-480 Ma (Trouw et al, 2000).

Heilbron & Machado (2003) propõem a divisão da Faixa Ribeira nas seguintes unidades tectônicas: o Terreno Ocidental, a Klippe Paraíba do Sul, o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental compreende um domínio autóctone, o sistema de *nappes* da zona de interferência com a Faixa Brasília e o sistema de empurrões Juiz de Fora. O Terreno Oriental pode ser subdividido em três domínios: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Klippe Italva (Figura 3).

O grau metamórfico aumenta de baixo a médio grau na porção sul da faixa dobrada a fácies granulito na parte central e norte da faixa. Uma característica particular desta faixa é a presença de zonas de cisalhamento com um movimento dextral. A mais importante destas zonas é a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul.

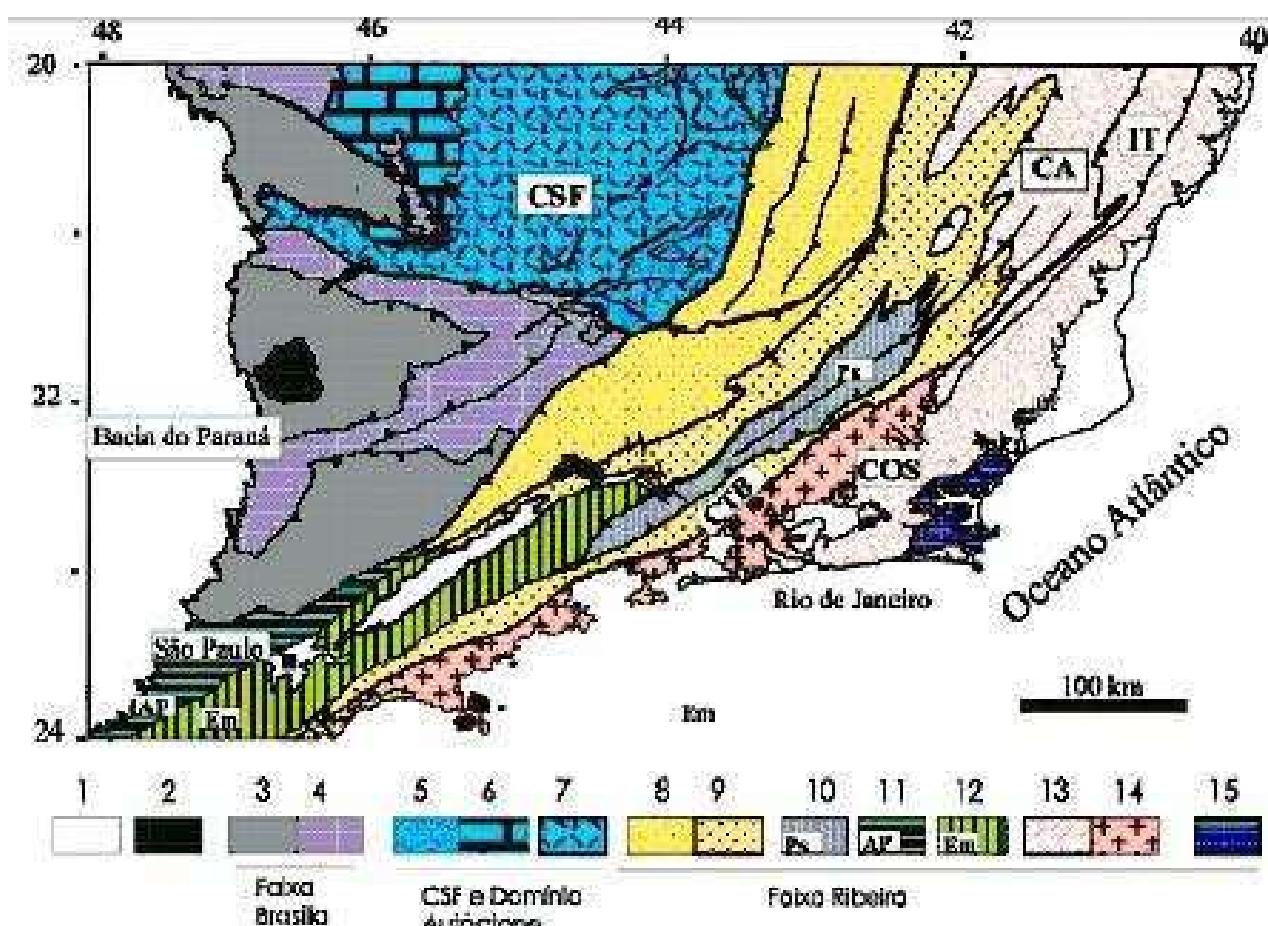


Figura 3: Mapa da compartimentação tectônica do segmento central da Faixa Ribeira, extraído de Tupinambá et al. 2007. Legenda: 1- Coberturas Fanerozóicas; 2- Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília; 3- Domínio Externo, 4- Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone; 5- Megasequência Andrelândia autóctone, 6- Supergrupo Bambuí, 7- Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8- Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9- Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11- Terreno Apiaí, 12- Terreno Embú, 13- Terreno Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT- Klippe Italva, Cos-Domínio Costeiro, 14- Terreno Oriental/Arco magnético Rio Negro, 15- Terreno Cabo Frio.

5.2 Geologia ao Sul da Faixa Araçuaí-Ribeira

Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) definiram como Araçuaí a faixa móvel existente entre a borda leste do Cráton do São Francisco e o Oceano Atlântico, entre os paralelos 15 e 21° em função de anomalias gravimagnéticas observadas. No seu segmento centro-norte as rochas possuem um trend estrutural preferencial N-S. Na porção sul da Faixa Araçuaí, o padrão estrutural sofre uma inflexão, e se mantém entre NE e NNE, coincidindo com o trend da Faixa Ribeira que se estende do paralelo 21° S ao paralelo 25° S. Nesta região, além do *trend* estrutural NE coincidente, ocorrem empurrões tectônicos de zonas transpressivas que são os principais agentes de deformação, e da marcante zona de cisalhamento dextral em continuidade com a Faixa Ribeira. Não se verifica a descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre as Faixas Ribeira e Araçuaí.

O início da história tectônica na região foi o amalgamento de blocos tectônicos vindos do fechamento de diferentes setores do Oceano Adamastor. O primeiro registro de arcos plutônicos calcioalcalinos intra-oceânicos juvenis relacionados à subducção foram as rochas do arco magmático Rio Negro (~630Ma.), acrescidas ao bloco Juiz de Fora, de idade paleoproterozóica, há aproximadamente 600 Ma (Tupinambá et al., 2000), evidenciado por uma anomalia gravimétrica, a descontinuidade de Munhuaçu, que marca a fronteira do terreno Juiz de Fora com a Faixa Móvel Araçuaí. O regime de convergência sob a qual toda a faixa foi submetida fez com que entre 600 e 580 Ma surgissem novos arcos plutônicos com forte contribuição crustal. Na região central do Espírito Santo aconteceu o principal estágio colisional e durou de 604 +/- 27 Ma. a 580 Ma +/- 13 Ma. Durante esse estágio ocorreu um aumento gradativo do grau metamórfico que atingiu a fácie anfibolito alto a granulito. Estruturas antigas foram transpostas resultando em um encurtamento crustal de 30 a 40% em seção transversal. Todo esse processo foi acompanhado de metamorfismo e/ou bandamentos migmatíticos e duas fases de deformação: D1 dobras isoclinais; D2 redobramentos em grande escala, planos axiais vergindo para oeste, com amplitudes superiores a 10 km.

Durante o período entre o Neoproterozóico e o Cambriano ocorreram diversos episódios magmáticos, plutonismos básicos a ácidos que foram discutidos regionalmente a partir do mapa do orógeno Araçuaí. O chamado núcleo metamórfico-anatético deste orógeno é dividido em dois domínios: um domínio norte, onde a zona anatética é melhor exposta, e um subdomínio a sul do paralelo 19° S, onde ocorrem rochas granulíticas e plútôns graníticos com núcleos máficos e

cisalhamento dextral de mergulho sub-vertical. O registro plutônico mais recente da região é uma suíte bimodal, onde ocorrem complexos ígneos que variam de gabros a granitos: Pedra Azul, Santa Angélica, Castelo, Venda Nova, Conceição de Muqui, Mimoso do Sul e Várzea Alegre.

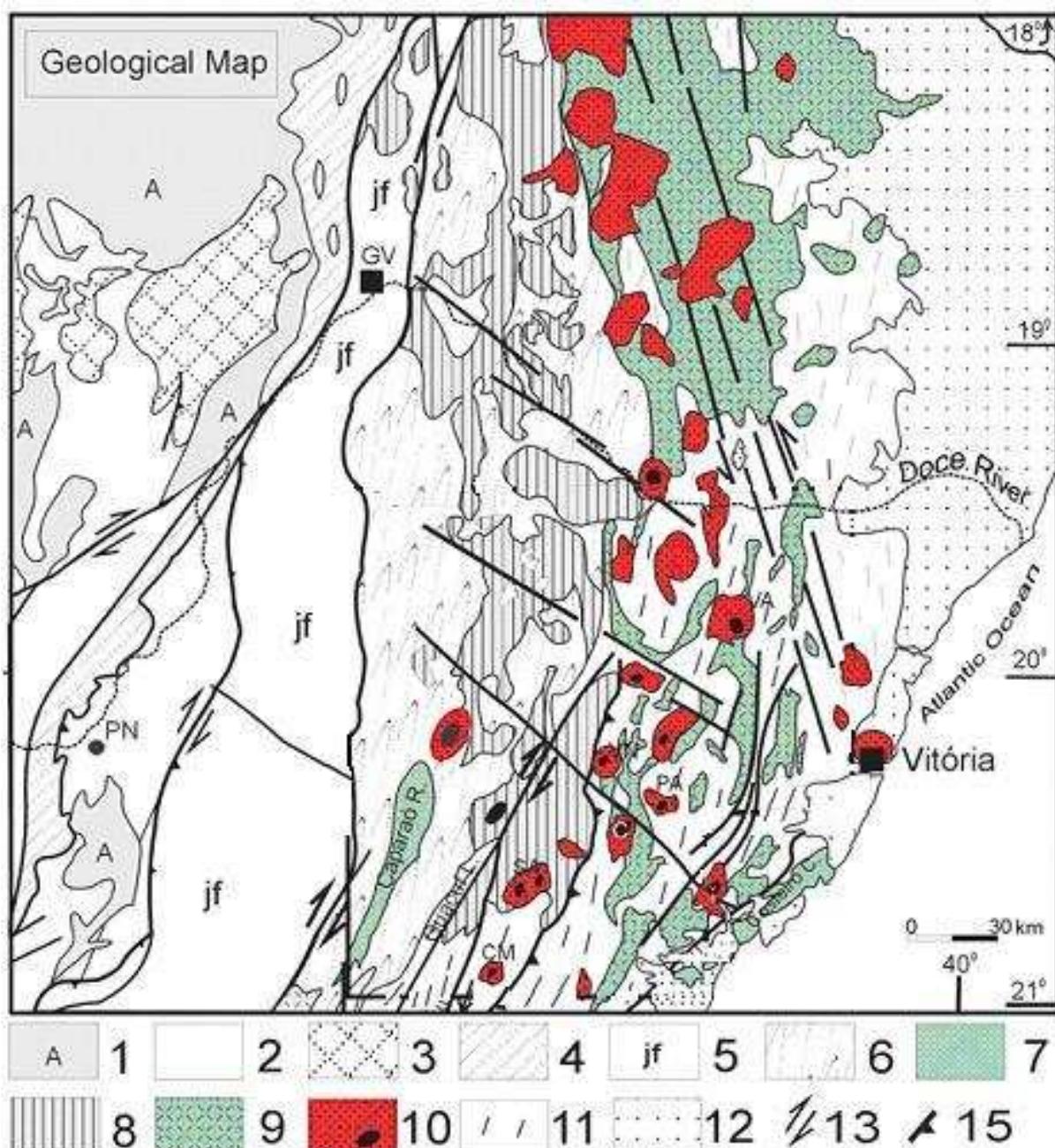


Figura 4: Mapa geológico do sul da Faixa Araçuaí-Ribeira e arredores cratônicos, destaque para as unidades Neoproterozóicas (modificado de Pinto et al. 1998, Pedrosa Soares e Wiedemann et al. 2002).

1 Meta sedimentos Arqueanos; 2 Complexos TTG; 3 Suíte Granítica Paleogroterozóica Borrachudos; Unidade Salinas (sedimentos meta-vulcânicos correlatos ao Grupo Dom Silvério); 4 Unidade Salinas; 5 Complexo Juiz Juiz de Fora; 6 Suite Rio Doce; 7 Fácies Granulíticas do Complexo Paraíba do Sul; 8 Suite G1 (tipo I); 9 Suites G2 e G3 (tipo S); 10 Suíte G5 (tipo I – pontos pretos representam os núcleos máficos dos plútôns); 11 Fácies Anfibolito Alto do Complexo Paraíba do Sul; 12 Coberturas Fanerozóicas; 13 Falhas transcorrentes ou zonas de cisalhamento dúctil; 14 Empurrões e falhas normais ou zonas de cisalhamento

5.3 Estágios Orogênicos Brasilianos

Segundo Trouw et al. (2000) são três os estágios orogênicos observados. Esses estágios orogênicos são parcialmente superimpostos no tempo e espaço, resultando em complexo padrão de metamorfismo.

O primeiro desses estágios ocorreu ao sul da Faixa Brasília, entre 670 e 600 Ma e culminou com o fechamento E-W do oceano Brazilides, resultando em sua direção preferencial N-S. A evolução tectônica começou com uma subducção oeste da placa São Francisco produzindo granitóides de arco magmático, na parte superior da placa, localmente representada pela Nappe Guaxupé. Subseqüentes colisões entre o cráton do São Francisco e um outro bloco atualmente coberto pela bacia do Paraná, resultaram em um sistema de *nappes*. O metamorfismo deste primeiro estágio orogênico varia de fácies xisto verde a fácies granulito.

O segundo estágio orogênico brasileiro ocorreu entre 630 e 520 Ma, durante o fechamento do “braço” Ribeira e do oceano Adamastor. Este estágio resultou na evolução da Faixa Ribeira. Inicia-se com a subducção para sudoeste da margem sudeste do Cráton São Francisco sob a microplaca Serra do Mar, produzindo granitóides de arco magmático. Foram observadas rochas relacionadas a um período pré-colisional ocorrido entre 630- 595 Ma, baseado em idades radiométricas do arco magmático Rio Negro (Tupinambá, 1999). Subseqüente colisão obliqua entre as duas placas resultou no fechamento do braço Ribeira e do oceano Adamastor. Como resultado, produziu um modelo estrutural complexo incluindo *nappes* com vergência NW, gradientes metamórficos invertidos e abundantes plútuns granitóides tipo S. Idades radiométricas do metamorfismo sin-colisional datam 595-565 Ma. A fase tardi-colisional (540-520 Ma) registrou zonas de cisalhamento dúctil subvertical dextral.

O arco magmático é representado, na porção centro-sul do Estado do Rio de Janeiro, por granitóides do Complexo Rio Negro e ocorre somente no Domínio Costeiro. Estes granitóides ocupam aproximadamente metade da área do Domínio Costeiro, estendendo-se por cerca de 600 km ao longo da costa do Atlântico, desde o nordeste de São Paulo até o Sul do Espírito Santo. Granitóides sin a tardi colisionais são mais abundantes no Sistema de Empurões de Juiz de Fora, indicando um espessamento crustal como resultado da colisão continental. O período tardi-colisional apresenta leucogranitos peraluminosos. Pequenos *plútuns* e *stocks* calcioalcalinos intrudem todas as litologias do domínio costeiro e são de natureza tardi a pós-tectônica.

O último estágio orogênico Brasiliense ocorreu entre 520-480 Ma e foi responsável pelo fechamento da Bacia de Búzios. O Domínio Cabo Frio sobrepõe o Domínio Costeiro. O metamorfismo nesta fase alcança a fácie anfibolito em transição com a fácie granulito.

5.3.1 O Magmatismo Orogenético

O texto a seguir foi extraído do trabalho de Wiedemann et al. 2002

Por critérios geológicos e geocronológicos, a subdivisão do magmatismo orogenético na faixa Araçuaí-Ribeira tem sido descrita como G1, G2, G3, G4 e G5. As suites G1 e G2 (~580Ma) são de fases sin-colisionais, porém possuem diferentes proporções de constituintes relacionados à fonte. Os granitóides da suíte G3 são menos aluminosos e são resultado da refusão de granitos pretéritos, no início do estágio pós-colisional (~560 – 535 Ma). A suíte G4 é restrita à região de extremo nordeste da faixa e não foi contemplada por estudos prévios e a suite G5 (~500Ma) registra os episódios magmáticos mais recentes na área.

Os granitóides G1 são gnaisses tonalíticos, granodioríticos, graníticos e secundariamente dioritos, tectonicamente foliados e freqüentemente com megacristais “augen” de feldspatos potássico em matriz foliada rica em biotita. Enclaves microgranulares maficos a intermediários de composições dioríticas, são estirados ao longo da foliação gnaissica. São considerados granitóides sin-colisionais pois mostram os mesmos padrões de deformação dos gnaisses em que foram colocados. Pelo método U-Pb sua idade de cristalização é entre 586 e 575 Ma. Parte deste magma foi cristalizado sob condições anidras e sob altas pressões de CO₂ que levou a cristalização de chanockitoides com núcleos noríticos. Dados geoquímicos apontam esses granitóides G1 como calci-alcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos, formados em arcos magmáticos. São interpretados como representantes de uma segunda subducção do arco magmático que intrudiu e cristalizou pouco antes do ápice do metamorfismo. A suíte G2 é um conjunto de intrusões de corpos batolíticos, tipo-S, subalcalinos a calci-alcalinos, na maioria granitos com granada e biotita peraluminosos. Estruturas migmatíticas associadas a paragnaisse indicaram a natureza autocótone dos corpos, num processo de migmatização de uma seqüência de metassedimentos que originaram diatexitos e granitos foliados. Esta suíte constitui o núcleo anatético do orógeno Araçuaí.

Após o resfriamento, um re-aquecimento da crosta granulítica-gnaissica levou as rochas a um retrometamorfismo abaixo das condições anfibolito/granulito, ao qual magmatismo restrito foi denominado G3 (anatexia II). Este retrometamorfismo é bem observado pela substituição de sillimanita por cordierita e piroxênio por biotita, além do desenvolvimento de texturas coroníticas e simpleteíticas em rochas granulítica/charnockíticas. Com o fim do ciclo orogenético há aproximadamente 535 – 480 Ma, plútôns G5, de natureza tardi a pós-tectônica, causaram uma nova fase de anatexia (anatexia III).

6. Trabalhos anteriores na região

A porção limítrofe dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo tem sido considerada em poucos trabalhos de cunho regional, sobressaindo-se na bibliografia aqueles em escala de detalhe ou semi-detalhe, particularmente considerando corpos plutônicos tardi a pós-tectônicos. Apenas dois projetos da CPRM/DNPM trazem informações específicas acerca da geologia desta área, sendo resumidos abaixo.

6.1 -Projeto Mimoso do Sul (Fontes et al., 1981)

Relatório pioneiro na região foi realizado pelo convênio entre CPRM e DNPM com o objetivo de mapear em escala 1:50000 uma área de 3000 km² situada no extremo sul do Espírito Santo e pequena porção ao norte do Rio de Janeiro. Nele, as rochas situadas na área de mapeamento são agrupadas em uma unidade litológica ainda genérica, descrita da seguinte forma:

“Engloba piroxênio gnaisses, anfibolitos diabasóides, noritos, cataclasíticos ou não dentro de um domínio gnaissico a gnaissico-anfibolítico. Associam-se com menor frequência com corpos cataclasíticos de pouca expressão. Os tipos mais característicos que levaram a individualização desta unidade, são os piroxênios-gnaisses (charnokitos). Variam em granulometria e textura, exibindo tipos desde homogêneos de granulação fina até porfiroblástos grosseiros. Sua cor é sempre em tons esverdeados escuros nos tipos não alterados. Localmente são observados gabróides aparentemente restritos e não gnaissificados. Em zonas de tectonismo intenso os litotipos dessa unidade podem gerar milonitos, essencialmente quartzo-feldspáticos com granadas bem facetadas disseminadas (sudeste da folha). De uma maneira geral mostram biotita, plagioglásio (oligoclásio, andesina/labradorita), quartzo, microclina, piroxênios (hiperstênio, clinohiperstênio, augita, hedenbergita e diopsídio), anfibólito (hornblenda) e granada. Contatos de transição.”

6.2 – PRONAGEO Folha Espera Feliz - Relatório Final (Horn et. al., 2006)

Neste relatório, é abordada a área da Folha Espera Feliz, escala 1:100.000 que compreende a Carta Guaçuí (SF24V-A-IV-4). Assim, as unidades regionais são definidas e descritas de forma menos abrangente, como apresentadas nos itens 6.2.1 a .6.2.5

6.2.1 - Complexo Juiz de Fora (Suíte Caparaó)

Compreende rochas de alto grau como opx-granada gnaisse, piroxênio-anfibólito gnaisse, granulitos e rochas mais máficas; migmatitos e gnaisses bandados ocorrem com freqüência, sendo migmatitos estromáticos, por vezes do tipo “schilieren-nebulítico”. Ocorre migmatização parcial em direção ao contato com as rochas do Grupo Andrelândia e as dobras também aumentam de intensidade até chegarem a isoclinais. As partes mais altas do terreno são constituídas de um opx-gnaisse de composição máfica granulação fina e cor escura, o aspecto das rochas é maciço, porém estas rochas após intemperizadas mostram bandamentos milimétricos e às vezes é possível observar porfiroblástos de granada e piroxênios assim como a forma *schieleren* nas rochas felsicas a intermediárias (opx-gnaisses charno-ederbíticos). As bandas mais claras apresentam quartzo em forma discóide e alongada, enquanto a textura se mostra milonitizada e frequentemente recristalizada. Nas altitudes médias, associadas morfologicamente a um relevo ondulado, ocorrem opx-gnaisses de composição intermediária junto a opx-cpx-anfibólito gnaisses que são relacionados a rochas de cunho charno-enderbitico, diferenciando-se pelo teor de cpx e a mais intensa alteração pela formação de biotita e anfibólito.

Dentro da Serra do Caparaó ocorrem granada gnaisses e granulitos interdigitados com estrutura paralelizada; são observados também gnaisses bandados com granada, biotita, silimanita e raramente cordierita.

6.2.2. - Grupo Andrelândia

Conjunto de paragnaisse que margeiam a Serra do Caparaó, possuindo granada e/ou biotita/muscovita, diversamente migmatizados e/ou milonitizados e ricos em corpos pegmatíticos. São gnaisses que variam de anfibólio-biotita gnaisse, granada-biotita gnaisse kinzigítico, gnaisse com porfiroblastos de feldspato, migmatitos nebulíticos e quartzitos médios a grossos puros, ocasionalmente com sillimanita. A granulação é fina a média, a textura granuloblástica a granonematoblástica e as estruturas são concordantes com as rochas do Complexo Juiz de Fora.

6.2.3 - Complexo Paraíba do Sul

O Complexo Paraíba do Sul é considerado como uma sequência metassedimentar Neoproterozóica intrudida por diversos plutons, mostrando idades de fonte variando entre 2104 Ma, 774 Ma, 631 Ma, o que foi interpretado como as idades máximas e mínimas de suas fontes. Unidade essencialmente paraderivada onde ocorrem principalmente gnaisses bandados granatíferos migmatizados de diversas composições, variando para quartzitos impuros, camadas de rochas calciosilicicáticas, anfibolitos e lentes de mármores.

As rochas desse complexo são subdivididas em duas unidades: Complexo Paraíba do Sul *sensu strictu* e Complexo Costeiro, e ambas preservam rochas de dois ambientes marinhos distintos: 1) ambientes proximais rasos que receberam material siliciclástico suficiente para produzir quartzitos e wackes, intercalados com pequenos níveis carbonáticos; 2) ambientes distais que produzem pelitos com pequenas intercalações carbonáticas.

Em resumo, o complexo Paraíba do Sul compreende seqüências marinhas intrudidas durante sua sedimentação (~600Ma) por pequenos volumes de magma básico, posteriormente metamorfizado para fácies anfibolito e granulito durante o auge da fase colisional (entre 600 e 575 Ma).

6.2.4 Rochas Intrusivas Brasilianas Deformadas (Pré-Cambriano)

Durante todo o Neoproterozóico, a região foi intrudida por diversas suítes magmáticas com relações químico-minerais variadas e afetadas em diferentes graus de deformação. São distintas três suítes magmáticas na folha Espera Feliz.

- Ortognaisse Serra das Cangalhas: granítico a granodiorítico, com porções bandadas, porções leucocráticas e “schlieren” escuros, especialmente próximo a enclaves das encaixantes. Seu posicionamento permite que haja muitos veios pegmatíticos, bolsões pegmatíticos, enclaves e autólitos, muitas vezes bandados. Sua composição é quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e poucos maficos, como biotita e anfibólio. Observam-se titanita e opacos, possivelmente hematita. Não são raras ocorrências de pirita e apatita. Algumas amostras isoladas se mostraram bastante fraturadas. Os corpos apresentam contatos transicionais com as encaixantes, assim como contatos marcados por falhas.
- Ortognaisse Estrela: Sua classificação modal varia entre granito, granodiorito, monzonito a tonalito, com texturas paralelas ou “*augen*” e alinhamento discreto de feldspatos e biotitas. Sua composição é quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita, titanita e epidoto. Ocorre formação de pegmatóides e porções fundidas formando veios de dimensões até métricas, que se posicionam discordantes à foliação da rocha. Matriz de granulação média com feldspatos de até 10 cm. Biotita no entorno de feldspatos. Nas áreas marginais do corpo são frequentes “schlieren” de biotita e “schollen” de anfibolito e de biotita; as partes marginais no contato com Complexo Paraíba do Sul mostram bandamento de dimensões centimétricas a decimétricas.
- Ortognaisse Tonalítico de Munhuaçú: Ortognaisse granodiorítico, trondjemítico, com partes de anfibólio-biotita gnaisse orientado N-S, porém com partes isotrópicas consideráveis. Rocha composta principalmente por plagioclásio, anfibólio, pouco quartzo e com fraturas preenchidas por material félsico. Segundo o Projeto RADAMBRASIL (1983) pertence à Suíte Intrusiva Espírito Santo, e deve ter se formado a partir da fusão de rochas da crosta inferior a média com pouca contribuição de paraderivados.

6.2.5 - Rochas Intrusivas Brasilianas Não-Deformadas (Cambriano)

Vários corpos intrusivos são observados, principalmente alojados nas rochas do Complexo Paraíba do Sul, porém também visíveis no Grupo Andrelândia. São intrusões bimodais e possuem litotipos tanto granítico-gabroícos quanto granítico-dioríticos. São corpos tardiorogênicos correlacionáveis à suíte G5. Na Folha Espera Feliz ocorrem o Granito Santa Angélica, Granito Conceição de Muqui e pegmatitos.

6.3. Geologia Estrutural

Segundo, Pedrosa Soares, *et al.* 2001, as primeiras fases de deformação (D1 e D2) deram origem a dobras isoclinais apertadas e algumas dobras “échelon”. Em D1, estes dobramentos isoclinais são contemporâneos à intrusão do Tonalito Estrela (suíte G1); há indícios de que esta deformação é concomitante ao pico de temperatura, pois são observados dobramentos de leucossomas no Tonalito Estrela. Na fase de deformação D2 são formadas dobras apertadas a isoclinais de grande amplitude e planos axiais vergindo para oeste, sendo este estágio deformacional explicado pelo aumento da compressão no sentido oeste. Este conjunto foi todo redobrado por D3, quando ocorrem fusões graníticas e pegmatíticas formando megadobras vergentes em direção ao cráton, com amplitudes de mais de 10 km. O deslocamento desses grandes sistemas isoclinais levou à formação do Lineamento de Guaçuí.

Os eixos de dobra D3 foram levemente ondulados pelo próximo estágio deformacional (D4). Zonas de cisalhamento de alto ângulo (D5), obliquas a paralelas ao sistema de dobramento, levam à recristalização metamórfica e movimentações progressivas ativas durante toda a orogenia, inclusive durante o empilhamento de blocos de colisão sincrônico a acomodação regional.

6.1.1 - Lineamento de Guaçuí

O Lineamento de Guaçuí faz parte de um sistema de lineamentos que se estendem da Bahia até o Estado do Rio de Janeiro, marcado estruturalmente por uma faixa de rochas cisalhadas que na região centro-sul do Espírito Santo é denominada Zona de Cisalhamento de Guaçuí. Trata-se de uma estrutura de grande porte, largura quilométrica e extensão próxima dos 1800 quilômetros. Nesta região, rochas do Complexo Paraíba do Sul e do Grupo Andrelândia além de outros corpos ígneos, relacionados principalmente a atividades magmáticas paleoproterozóicas e neoproterozóicas, sofreram influência de movimento dextral na direção E-W, deformação plástica e posteriormente rúptil que levou à recristalização dinâmica e aumento da foliação das rochas na parte central do Lineamento.

Esta estrutura é relacionada à contínua progressão da deformação compressiva rumo ao Cráton de São Francisco. Regiões bastante milonitzadas alternando bruscamente para áreas menos afetadas, mas em geral apresentando camadas leucocráticas com grãos de quartzo e feldspato achatados em alternância com camadas melanocráticas, com biotitas e anfibólios orientados e englobados em uma estrutura milonítica milimétrica a centimétrica. Estas estruturas mostram geralmente uma orientação NNE-SSW com mergulho ESE, verticalizada ou WNW. Na faixa de influência do Lineamento de Guaçuí, é feita uma subdivisão em três zonas em função da intensidade da deformação: Zonas Marginal, Intermediária e Central.

7. Geologia Local e Unidades de Mapeamento

Na área de trabalho foram identificados e individualizados em mapa (vide anexo) quatro tipos litológicos, que correspondem às unidades de mapeamento aqui descritas: 1. Ortognaisse Serra da Cangalha, o principal foco desta monografia (Mapa Geológico, Anexo 1); 2. Ortogranulito, correlacionado ao Complexo Juiz de Fora; 3. Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro, pertencente ao Complexo Paraíba do Sul; 4. Charnquito possivelmente relacionado a eventos magmáticos posteriores à formação do Ortognaisse Serra da Cangalha, por não exibir deformação nem em afloramento, tampouco em seção delgada.

No atual estágio do mapeamento da área, as relações de contato entre os litotipos e sua individualização têm sido de difícil compreensão, principalmente em função da não continuidade de afloramentos, do grau de intemperismo das rochas e do complexo padrão de deformação/dobramento, que obliterou estruturas e texturas originais, sobretudo em locais onde foram submetidos a esforços cisalhantes. Desta maneira, os contatos apresentados no mapa geológico foram inferidos a partir da densidade e distribuição de pontos descritos, das atitudes de foliação, com a definição de linhas de contorno, e, em última análise, em função do padrão de dobramento observado na área.

7.1 Descrição das unidades de mapeamento

7.1.1 Ortognaisse Serra da Cangalha:

Este ortognaisse ocorre principalmente em afloramentos na forma de lajedos, encostas, escarpas íngremes ou ainda como blocos de tamanhos variados espalhados sobre o solo. Trata-se de rocha de cor cinza claro a médio, leuco a mesocrática com granulometria média a localmente fina e muito fina, esta última relacionada à área de influência de tensões cisalhantes provavelmente associadas à atuação da Zona de Cisalhamento de Guaçuí.

Comumente apresenta-se migmatítico, revelando estruturas do tipo estromática e *scholen*, além de *schlieren* e nebulítica. (Figuras 5, 6, 7 e 8). Quando não migmatítico, o ortognaisse mostra foliação tectônica descontínua marcada principalmente por minerais máficos (Figura 10), muitas vezes apresentando-se interrompida por veios quartzo feldspáticos que representam leucossomas gerados na fusão do ortognaisse. Em alguns locais evidencia estrutura isotrópica, com minerais hipidiomórficos de hábito granular, o que pode ser produto de recristalização mais intensa em algumas porções isoladas da rocha.



Figura 5 – Estrutura migmatítica estromática do Ortognaisse Serra da Cangalha



Figura 6: Estrutura estromática dobrada do Ortognaisse Serra da Cangalha



Figura 7: Estrutura migmatítica tipo schoelen



Figura 8 : Estrutura migmatitica tipo schoelen

As partes leucossomáticas são constituídas por quartzo e feldspato de granulometria média a grossa e freqüentemente apresentam muitas vezes biotita e *spots* de pirobólito variando em tamanho de 1 a 3 milímetros (Figura 9). A geometria destes leucossomas varia de veios a bolsões irregulares, originando localmente corpos aplíticos e pegmatíticos. Não raramente neles são encontrados enclaves melanocráticos identificados na maioria das vezes como pertencentes ao melanossoma (Figura 10), além de serem por vezes também observados pedaços do próprio gnaisse (possível paleossoma). O melanossoma geralmente tem granulação fina e é rico em biotita e menos em anfibólito, ressaltando-se também a presença de grão de quartzo com limites irregulares a arredondados posicionados entre os minerais maficos. Os contatos entre melanossoma e leucossoma são irregulares, cuspados e lobados, muitas vezes com feições de fusão nas bordas.



Figura 9: Estrutura migmatitica tipo schoelen, com destaque para os *spots* de anfibólito no leucossoma



Figura 10: Enclave de provável paleossoma envolvido por leucossoma

Os minerais máficos são representados por pirobólio e biotita. Apresentam-se de diversas formas: como grãos isolados ou em pequenos agregados na rocha foliada, esparsos em meio às porções leucossomáticas, além de ocasionalmente formarem bandas e lâminas. São os principais marcadores da foliação descontínua, que comumente apresenta-se interrompida por veios quartzo-feldspáticos que representam leucossoma gerado pela fusão do ortognaisse.

Os minerais felsicos compreendem feldspatos e quartzo. Os feldspatos são geralmente brancos, mas por vezes estão esverdeados e localmente rosados, podendo variar desde fenocristais tabulares a feldspatos estirados paralelamente à foliação, dependendo do local de exposição. Os grãos de quartzo possuem formas irregulares e tamanhos associados a maior ou menor deformação sofrida pela rocha, sendo os maiores aqueles mais preservados de processos de recristalização. Observam-se localmente aqueles visivelmente recristalizados formando desde lâminas irregulares até fitas de quartzo.

Com relação às estruturas impressas no Ortognaisse Serra da Cangalha, é evidente a predominância de foliação de rumo NE entre 10 e 40° seguindo a tendência regional, com mergulhos para SE variando entre 40 e 80° (Mapa Geológico, anexo 1). Dobras em escalas meso a megascópicas são observadas por toda a área mapeada.

Dobramentos isoclinais, por vezes apertados, dobras assimétricas e mesmo recumbentes, via de regra mostrando plano axial paralelo à foliação da rocha revelam a preponderância e a intensidade da deformação que mascarou fortemente estruturas pretéritas, superimpostas pela foliação gerada de evento regional (Figura 11).

Essas dobras são realçadas pela disposição de veios, lâminas e bandas felsicas e máficas, visíveis no maciço rochoso (Figura 12). Um padrão de dobras abertas é localmente observado nos flancos de dobras isoclinais fechadas indicando a existência de fase de dobramento posterior. Nos migmatitos, veios leucossomáticos ocasionalmente formaram pequenas dobras S e Z (figura 13). Estruturas lineares foram também identificadas no ortognaisse, particularmente lineação mineral marcada por agregados quartzo-feldspáticos.



Figura 11: Dobra isoclinal cortada por falha destral



Figura 12: Dobra isoclinal redobrada marcada por veios de quartzo feldspátticos



Figura 13: Padrão de dobras S e Z observado no Ortognaisse Serra da Cangalha migmatítico

Localmente, a rocha encontra-se muito orientada, definindo uma foliação milonítica marcada pelo estiramento de objetos lineares, notadamente quartzo e feldspato, sendo que este último pode ocorrer como um indicador cinemático. São frequentes também as variações granulométricas observadas em afloramento, que podem estar relacionadas à atuação de uma zona de cisalhamento.

7.1.1.1 Petrografia

Em lâmina, a rocha é caracterizada como fanerítica leuco a mesocrática, inequigranular seriada, hipidiomórfica a xenomórfica com granulometria fina (0,1 a 1 milímetro) a média (1 a 2,5 milímetros), localmente com cristais de ortoclásio de até 5 milímetros, índice de cor variando entre 5 e 40%.

Dentre máficos, ocorrem em ordem decrescente de quantidade, biotita, anfibólio de pleocroísmo verde (hornblenda), minerais opacos e clinopiroxênios de tonalidade verde claro e geralmente de alta birrefringência (provável augita diopsítica). Texturas de substituição mineral são comuns entre clinopiroxênio e hornblenda, estando o príntimo muitas vezes como núcleo relicto no anfibólio. A biotita também pode ser resultado de uma fase secundária à hornblenda, mais raramente ao piroxênio, aparecendo como pequenas lamelas crescendo nas bordas desses minerais. Os minerais opacos são encontrados como fases primárias, na forma de pequenas inclusões ou grãos isolados, ou ainda, como produto da exsolução nas reações que desestabilizam o clinopiroxênio e são formadas hornblenda e biotita.

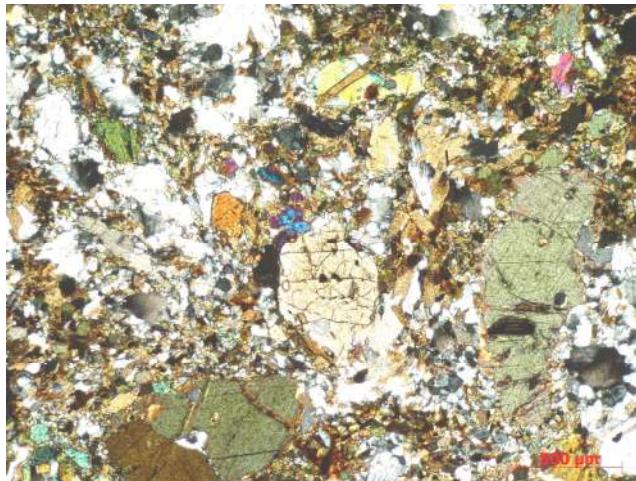


Figura 14: Agregados de biotitas lamelares e grandes minerais de hornblenda e titanita dando origem a minerais opacos por dissolução

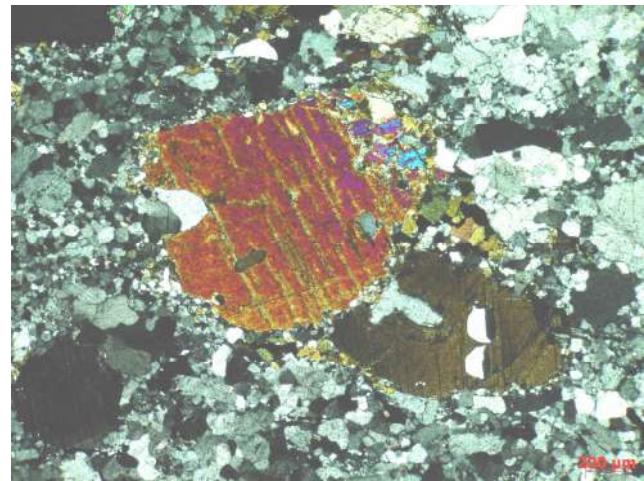


Figura 15: Substituição em estágio avançado de piroxênio por hornblenda

Os minerais félsicos representados por quartzo, feldspato potássico (ortoclásio) e plagioclásio (em média An 33 - oligoclásio a andesina). Os grãos de quartzo são limpados, com inclusões de zircão, apatita, biotita e opacos, e exibem evidências de recuperação, como forte extinção ondulante, e chegam a estar recristalizados em fitas (*ribbon quartz*) (figura 16) ou ainda como pequenos cristais (<0,1mm) junto com feldspatos, formando uma trama que revela agregados de minúsculos cristais de contornos retos a poligonais em meio a grãos maiores de feldspatos e minerais máficos.

Os grãos de feldspato têm hábitos tabular a granular. São frequentes os intercrescimentos micropertíticos em alguns ortoclásios, além de micro anti-pertitas em plagioclásios.(figura 18) Foram observados também mirmequitas (figura 17) posicionadas nos contatos entre feldspatos. Em geral, os feldspatos analisados nas seções delgadas, além de alterados, apresentaram geralmente geminação mal desenvolvida, o que dificultou não somente a diferenciação entre plagioclásio e feldspato potássico, como também a determinação da porcentagem de anortita. As inclusões nos feldspatos são principalmente apatita, zircão, opacos e raramente allanita. Os contatos entre as fases félsicas em geral são irregulares, em forma de lobos e cúspedes, podendo ainda ser poligonais ou retos.

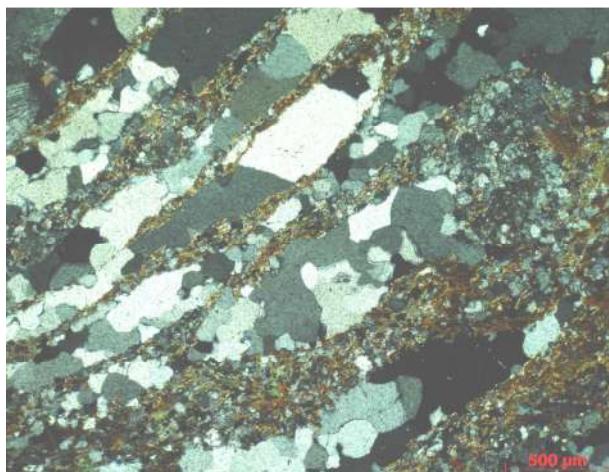


Figura 16: Quartzo recristalizado em fitas, evidenciam a textura inequigranular do ortognaisse

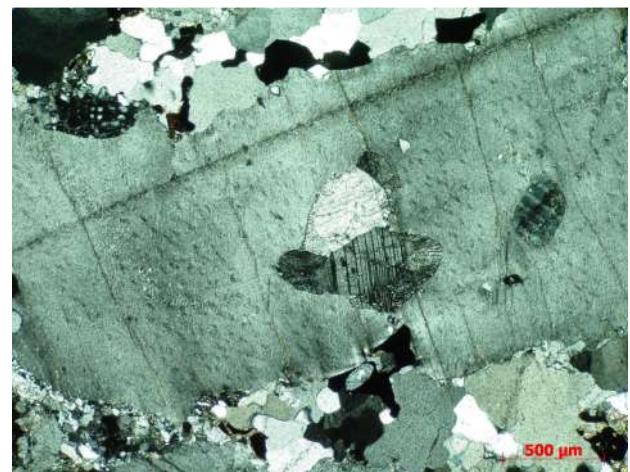


Figura 17: Mirmequita no contato entre plagioclásio e ortoclásio

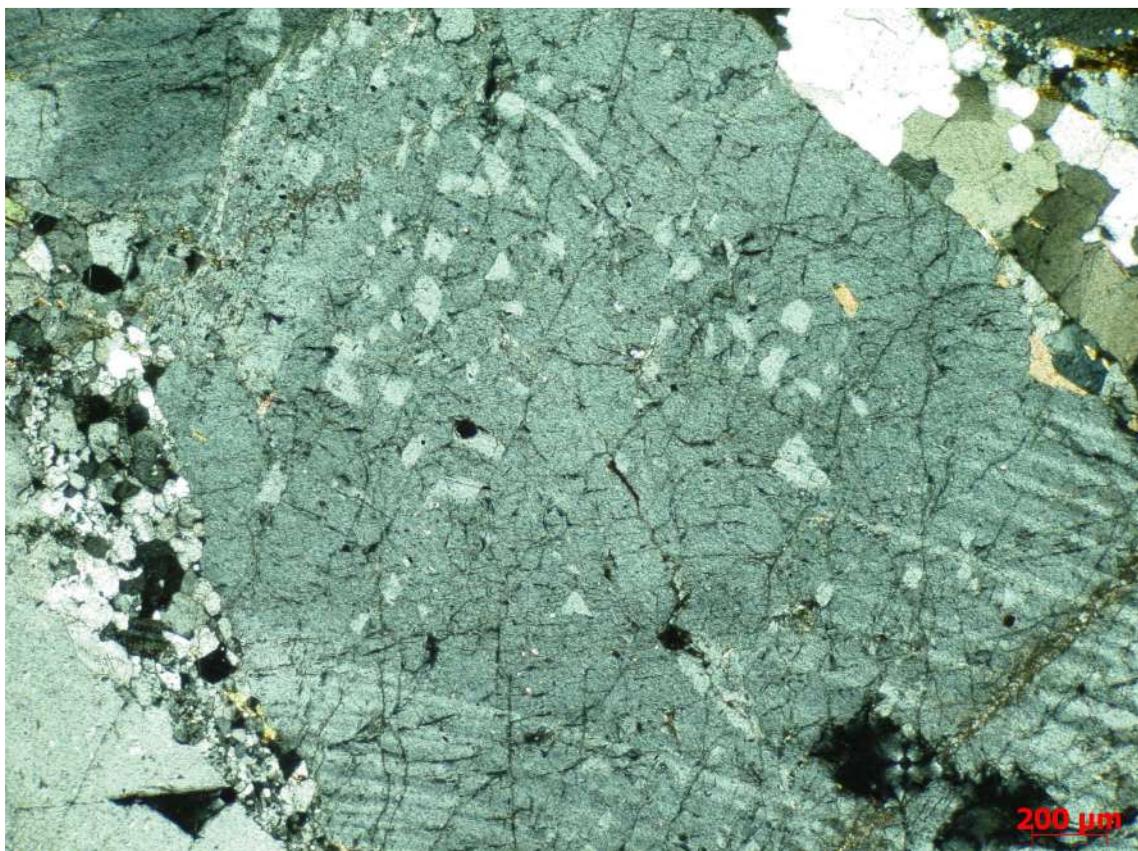


Figura 18: Anti-pertita em plagioclasio com maclas de geminação deformadas

Os minerais acessórios identificados foram zircão, apatita, allanita e titanita, que ocorrem sobretudo como inclusões nas fases principais, apesar da apatita também ocorrer na forma de cristais individualizados. Seus hábitos variam de granulares a prismáticos alongados. A titanita apresenta dois modos de ocorrência: envolvendo minerais opacos na forma de auréola, indicando substituição de ilmenita/Ti-magnetita, e como grãos irregulares, anédricos, via de regra, associados à biotita e mais raramente com hornblenda. A primeira associação mineral sugere substituição ainda na fase intramagmática, evidenciado pelo crescimento tardio de titanita sobre opacos, ou até mesmo em estágio de reequilíbrio metamórfico. A segunda associação mineral pode ser resultado de um evento metamórfico que gerou biotita, hornblenda e titanita.

A classificação modal do Ortognaisse Serra da Cangalha encontra-se no diagrama QAP da figura 19 onde se observa um predomínio de composição monzogranítica para as várias amostras analisadas. Também estão posicionadas nesta figura amostras do granulito, que refletem composições variando desde termos dioríticos passando por tonalitos e chegando a quartzomonzonito. Duas amostras de charnoquito são classificadas como granodiorito e quartzomonzodiorito e uma amostra de ortognaisse é francamente tonalítica. Este último possui composição totalmente diferente do Serra da Cangalha, sendo assim considerado como pertencente a uma outra seqüência, estando descrito abaixo no item 7.1.2.1.

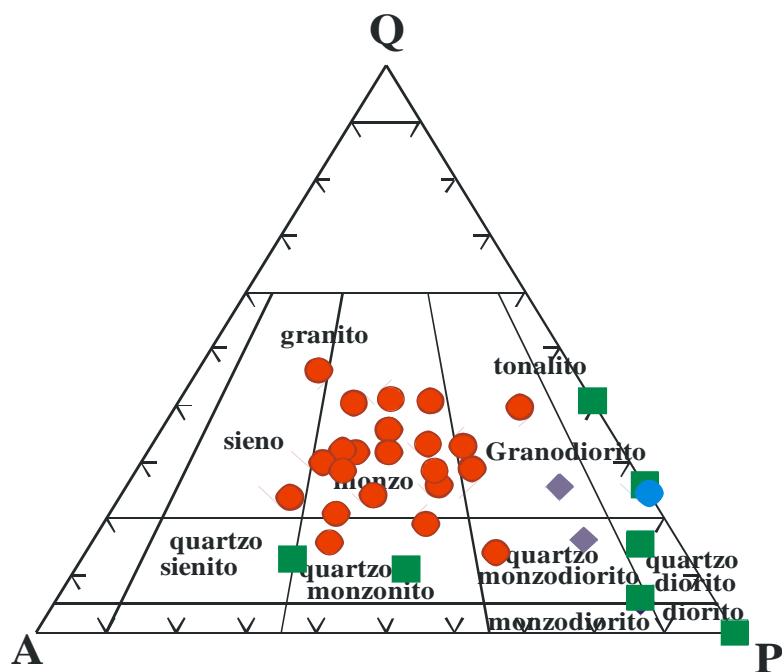


Figura 19: Classificação QAP das rochas ortoderivadas estudadas.

Legenda:

- Círculo azul - Ortognaisse Paleoproterozóico
- Círculos Vermelhos - Ortognaisse Serra das Cangalhas
- Quadrados - Granulitos
- Losangos - Charnoquitos

A foliação descontínua observada muitas vezes até mesmo em escala megascópica é definida pela orientação de minerais máficos, principalmente biotita, e de agregados quartzo-feldspáticos. Em outros casos, a orientação visível ao microscópio é incipiente a não observável, principalmente nas amostras pobres em minerais máficos e/ou com marcantes evidências de recristalização. Estas estruturas são ocasionalmente defletidas por feldspatos maiores e agregados de grãos máficos imprimindo um padrão anastomosado a esta foliação (Figura 20). Os aspectos relacionados às microestruturas do ortognaisse Serra da Cangalha esrão abordados adiante no subítem “Evidências de Mecanismos de Deformação de Médio a Alto Grau”.

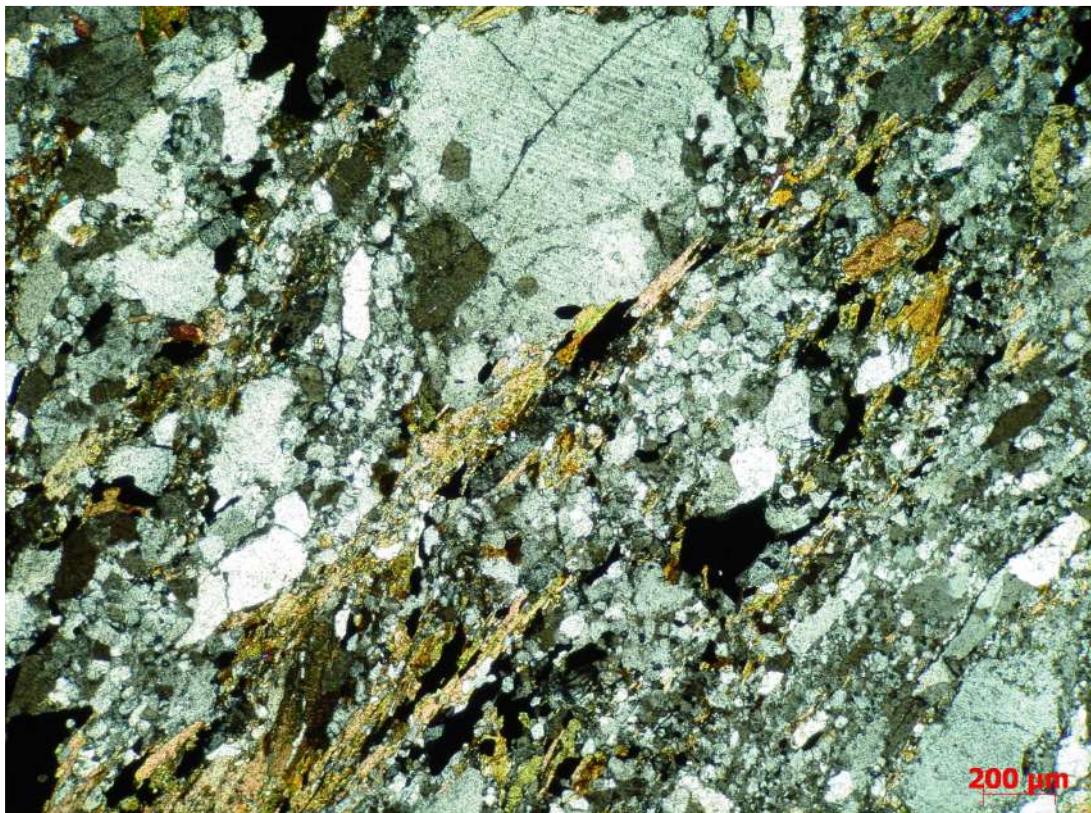


Figura 20: Foliação descontínua marcada por agregados máficos

7.1.2 Orto-Granulito associado ao Domínio Juiz de Fora:

Rochas desta unidade ocorrem em afloramentos de corte de estrada, em encostas e como blocos isolados. É um litotipo com índice de cor muito variado, desde leuco a, mais raramente, melanocrático, de granulação fina a média, cor verde a preta, geralmente com foliação pouco desenvolvida e avançado grau de recristalização. São por vezes laminados, mostrando lâminas claras e escuras que são marcadoras da orientação da rocha. A orientação dos minerais por sua vez torna-se mais evidente na superfície de alteração, formando linhas realçadas pela erosão que destacam a foliação principal da rocha, assim como estruturas dobradas eventualmente observadas. A mais significativa ocorrência desta rocha para esse relatório foi em uma pedreira abandonada próximo à cidade de Guaçuí, área de predomínio do Ortognaisse Serra da Cangalha (decrição em detalhes abaixo).

7.1.3 Paragnaisse associado ao Domínio Costeiro:

Biotita-Granada gnaisse observado na forma de blocos, cortes de estradas, drenagens e lajedos, ocorrendo em ampla variação granulométrica, de fina a grossa em escala de afloramento e leucocrática a mesocrática. Sua foliação geralmente é bem definida por lâminas biotíticas, sendo localmente protomilonítica com o desenvolvimento de quartzo fitado e matriz muito recristalizada. Apresenta agregados de minerais maficos, freqüentes granadas vermelhas e marrons e esparsos porfiroblastos de K-feldspato. Observam-se também grãos de quartzo recristalizados e avançado estágio de alteração nos feldspatos.

No campo foram observadas fácies com bandamento sutil ou bem definido, com atitudes variando de N-S a N50E e mergulhando 40° a 70° SE, que não encontram-se individualizadas no mapa em função da escala adotada e de não serem escopo desta monografia. A fusão parcial desse gnaisse origina migmatito estromático que possui leucossoma granítico de aspecto sacaroidal. As rochas desta unidade exibem um padrão de dobramento complexo, resultando numa sucessão de dobras isoclinais fechadas a abertas, que se associam a pelo menos duas fases de deformação e que podem estar localmente rompidas por veio leucossomático (Figuras 21 e 22). São também observadas lentes calciosilicáticas posicionadas paralelamente à xistosidade da rocha assim como veios aplíticos e pegmatíticos cortando o paragnaisse.

Em lâmina, a sua granulometria é média, com grãos variando de 0,1 a 3,0 milímetros, podendo apresentar cristais maiores de granada com até 4 milímetros. Os minerais são anédricos a subédricos e recristalização mineral é evidente em grãos de quartzo e feldspatos; esses últimos mostram clara sericitização, principalmente a microclina. Os contatos entre minerais variam de retos e irregulares a lobados e cuspados. A textura em geral é gnáissica (lepidoblástica), no entanto textura granoblástica ocorre como resultado de recristalização da rocha. Grãos de quartzo ocorrem em hábitos granulares a hexagonais, por efeito da recristalização, formando novos grãos no entorno dos minerais remanescentes. Feldspatos potássicos e plagioclásios tabulares podem estar rotacionados, com suas maclas de geminação deformadas e com freqüente alteração nas bordas. Os minerais maficos ocorrem, na maioria das vezes, em aglomerados posicionados preferencialmente em uma direção, e são representados por biotita lamelar ocasionalmente cloritizada e associada à minerais opacos.



Figura 21: Padrão de dobras fechadas no paragnaisse



Figura22: Detalhe de dobra isoclinal do paragnaisse

7.1.4 Charnoquito:

O litotipo desta unidade aparece apenas nos pontos GU-5 e GU-6, na forma de pequenos lajedos e blocos dispersos no solo. A rocha é isotrópica mesocrática, tem cor verde e granulometria média, não apresentando qualquer estrutura visível. Possui xenólitos bem assimilados de gnaisse rico em granada e no lajedo pode-se observar que ela ocorre em contato brusco com gnaisse leucocrático.

Em lâmina, a rocha é fanerítica isotrópica com granulomeria inequigranular seriada, com minerais subédricos a anédricos e índice de cor de cerca de 25%. A mineralogia essencial é plagioclásio (An 48), ortoclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e hornblenda, como minerais acessórios ocorrem opacos, apatita e zircão. Os feldspatos são pouco alterados para sericita e rara calcita e os piroxênios mostram freqüente transformação para mineral vermelho alaranjado, associando-se notadamente a fases opacas. Os feldspatos possuem comum hábito tabular e inclusões de opacos, biotita, zircão e apatita. Orto e clinopiroxênios encontram-se por vezes em contato direto, evidenciando cogeneticidade, e via de regra são substituídos nas bordas e fraturas por hornblenda e biotita, com expressiva exsolução de opacos.

7.2 Descrição do ponto GU-01

Pedreira abandonada próximo à cidade de Guaçuí:

Neste ponto encontram-se em íntima associação ortognaisse leucocrático, de granulometria média e xistosidade N30E/60SE, definida pela orientação de minerais máficos e agregados félsicos, com um granulito fino, de cor preta e com aspecto isotrópico. Na parte inferior do corte ocorre o gnaisse contendo enclaves da rocha granulítica distribuídos irregularmente, enquanto que na porção superior da exposição o granulito predomina e o contato entre as litologias é brusco, mas não retilíneo. Localmente há evidência de fusão do ortognaisse, originando leucossoma com pirobólito que envolve enclaves do granulito. Os enclaves de granulito no ortognaisse são de tamanhos e formas variadas, desde centimétricos até próximo a 1 metro, de lenticulares e arredondados até aqueles com contatos angulosos (Figuras 23 e 24). Os tipos de contato irregulares, plásticos, observados entre os enclaves granulíticos e o gnaisse sugerem processos de mistura mecânica de magmas (mingling), pontualmente ocorrendo reações de borda gerando um produto híbrido entre ambos (mixing).

Em seção delgada a rocha é fanerítica, fina a média, com textura granular, minerais hipidiomórficos e xenomórficos, com estrutura variando de isotrópica a visivelmente orientada. Possui de 5 a 40 % de minerais máficos, considerável alteração de feldspatos e recristalização de quartzo. É rica em minerais opacos e localmente ocorrem grãos de granada e titanita. Os minerais máficos mais freqüentes são orto e clinopiroxênios, anfibólios secundários (sobretudo hornblenda) e biotita, que se dispõem como agregados e lâminas máficas. São observados Opx e Cpx coexistentes, sugerindo cristalização simultânea, assim como hornblenda e biotita substituindo piroxênios nas suas bordas, muitas vezes acompanhado por exsolução de opacos. Cristais de tremolita prismática foram observados em seção de uma amostra da pedreira, onde claramente eles cresceram sobre hornblenda e clinopiroxênio, propondo evento metamórfico/metassomático.

Destacam-se entre os félsicos ortoclásios frequentemente pertíticos, com as bordas sericitizadas, plagioclásio com maclas de geminação deformadas e grãos de quartzo bastante recristalizados. Não são raras as relações de substituição entre titanitas e minerais opacos, onde se vê o desenvolvimento de anel de titanita envolvendo grãos de ilmenita/Ti-magnetita. Os contatos entre os minerais variam entre irregulares, poligonais e lobados e uma foliação

descontínua a frequentemente anastomosada é definida pela orientação de minerais máficos e quartzo alongado (Figura 25).



Figura 23 : Relação entre granulito e ortognaisse Paleoproterozóico na pedreira abandonada de Guaçuí

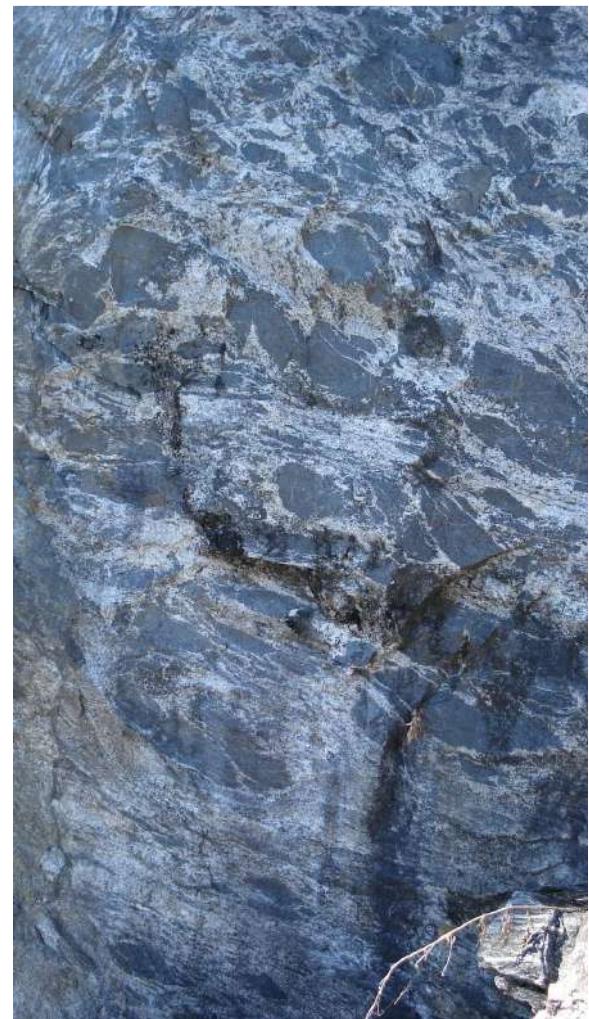


Figura 24: Relação entre granulito e ortognaisse Paleoproterozóico na pedreira abandonada de Guaçuí



Foto 25: Foliação anastomosada no granulito

8. Análise de microestruturas

8.1 Evidências de Mecanismos de Deformação de Médio a Alto Grau:

Apesar de pelo microscópio não ser possível analisar os mecanismos reológicos que originam as estruturas e texturas observadas nas lâminas, evidências permitem identificar não somente os mecanismos, mas também definir a sua magnitude. Dos mecanismos que podem estar associados à deformação apresentada nas lâminas tanto do Ortognaisse Serra da Cangalha, quanto do granulito e no paragnaisse, podemos destacar:

- Deformações Intracristalinas:

Extinções não-homogêneas ou ondulantes são vestígios de defeitos na estrutura molecular do mineral, e podem inclusive evoluir para pequenos declives (microkinks) em quartzos e feldspatos. A presença de estruturas em direção preferencial também pode ser um indicador de deformação intracristalina, porém a médias e altas temperaturas estas estruturas são obliteradas por mecanismos de recuperação e recristalizações.

- Mecanismos de Recuperação:

São mecanismos que tendem a concentrar os deslocamentos causados pela deformação em um plano preferencial, levando à formação de subgrãos. São mecanismos frequentes nas zonas transicionais entre extições ondulantes e contatos entre grãos, os chamados subgrãos são partes de um cristal separadas por um tênué ângulo de reflexão (menos de 5°), alterando a estrutura molecular original do mineral. As figuras a seguir ilustram este fenômeno nas rochas estudadas

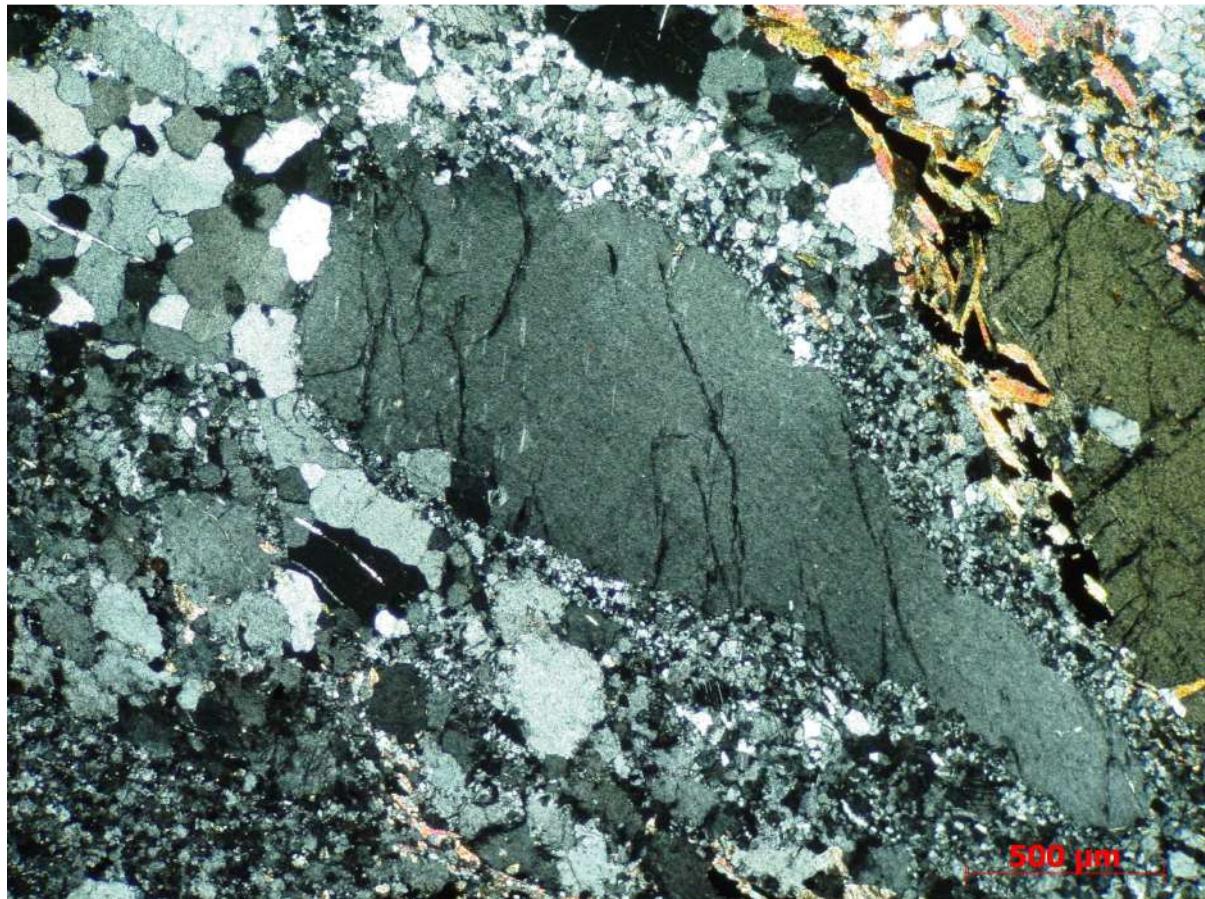


Figura 26: Ortoclásio com manto de novos grãos observado no granulito

- Difusões no estado sólido e deslizamento entre grãos:

Estes processos combinados podem dificultar a formação e até mesmo obliterar orientações da trama mineral da rocha. Os processos de difusão podem dar origem a contatos cuspados e lobados entre dois minerais sob condições metamórficas de alto grau. Se uma rocha que tenha granulação fina e esteve sob essas condições apresentar tamanho de grão regular e regiões sem qualquer orientação mineral, pode ser um indicador de que o mecanismo de deslizamento foi dominante na deformação dessa rocha.

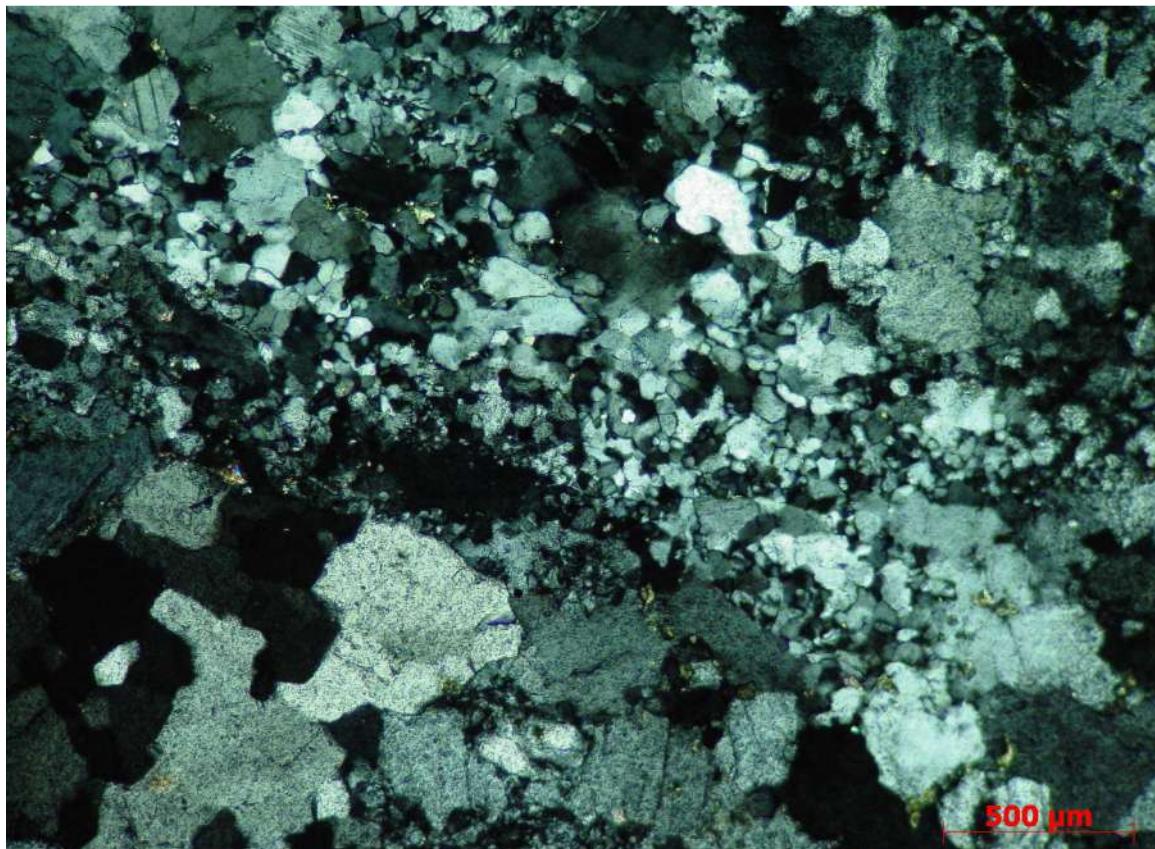


Figura 27: Granulometria seriada e grãos xenomórficos podem estar relacionados a mecanismos de difusão e deslizamento.

Em uma trama mineral não totalmente recristalizada, a existência de duas faixas granulométricas é característica importante, assim como agregados de pequenos grãos envoltos por grãos maiores com grandes extinções ondulantes, estes pequenos novos grãos foram provavelmente formados por recristalização dinâmica. Segundo Passchier & Trouw (1996), existem três mecanismos principais de recristalização dinâmica: Grain Boundary Migration (GBM), Subgrain Rotation (SR) e Grain Boundary Area Reduction (GBAR). Estes mecanismos aparentemente foram os que promoveram as melhores evidências de recristalização observadas nas lâminas estudadas (Figura 33).

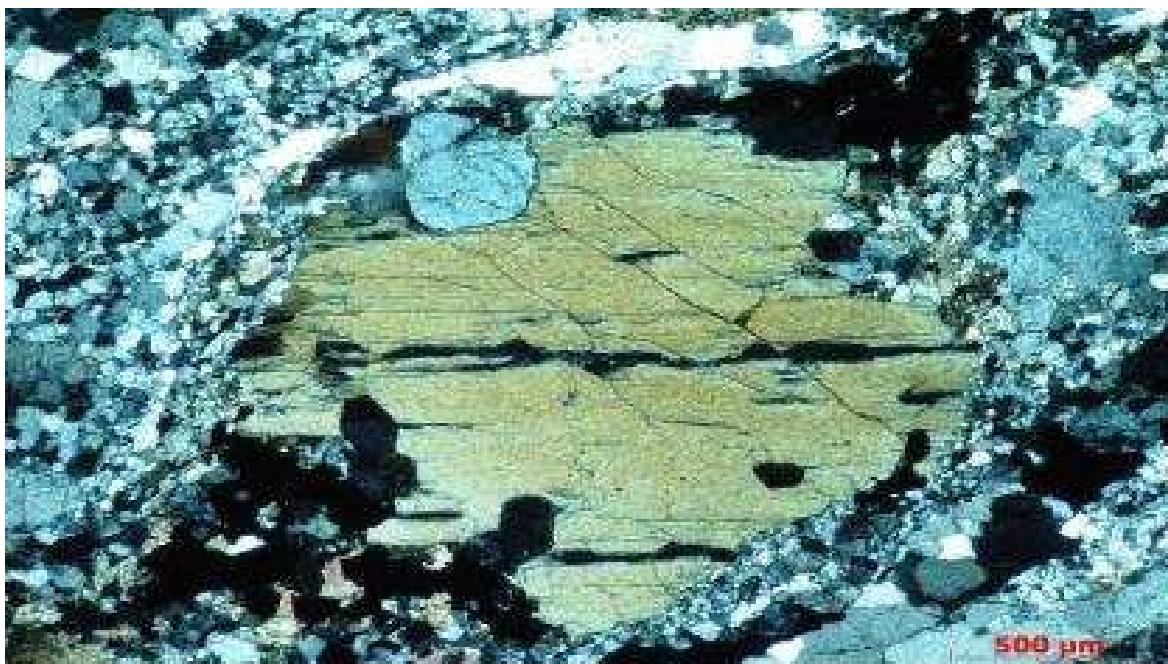


Figura 28: Hornblenda fraturada como indicador cinemático onde se observa ao seu redor a recristalização dinâmica de minerais felsicos e a difusão de opacos. Nx.

- Recristalização Estática:

Neste tipo de recristalização é comum reconhecer ainda traços de estruturas pretéritas, como relictos de foliação, porfiroblástos (augen). É indicada por pequenos minerais secundários com orientação preferencial inclusos em grãos dos minerais primários.

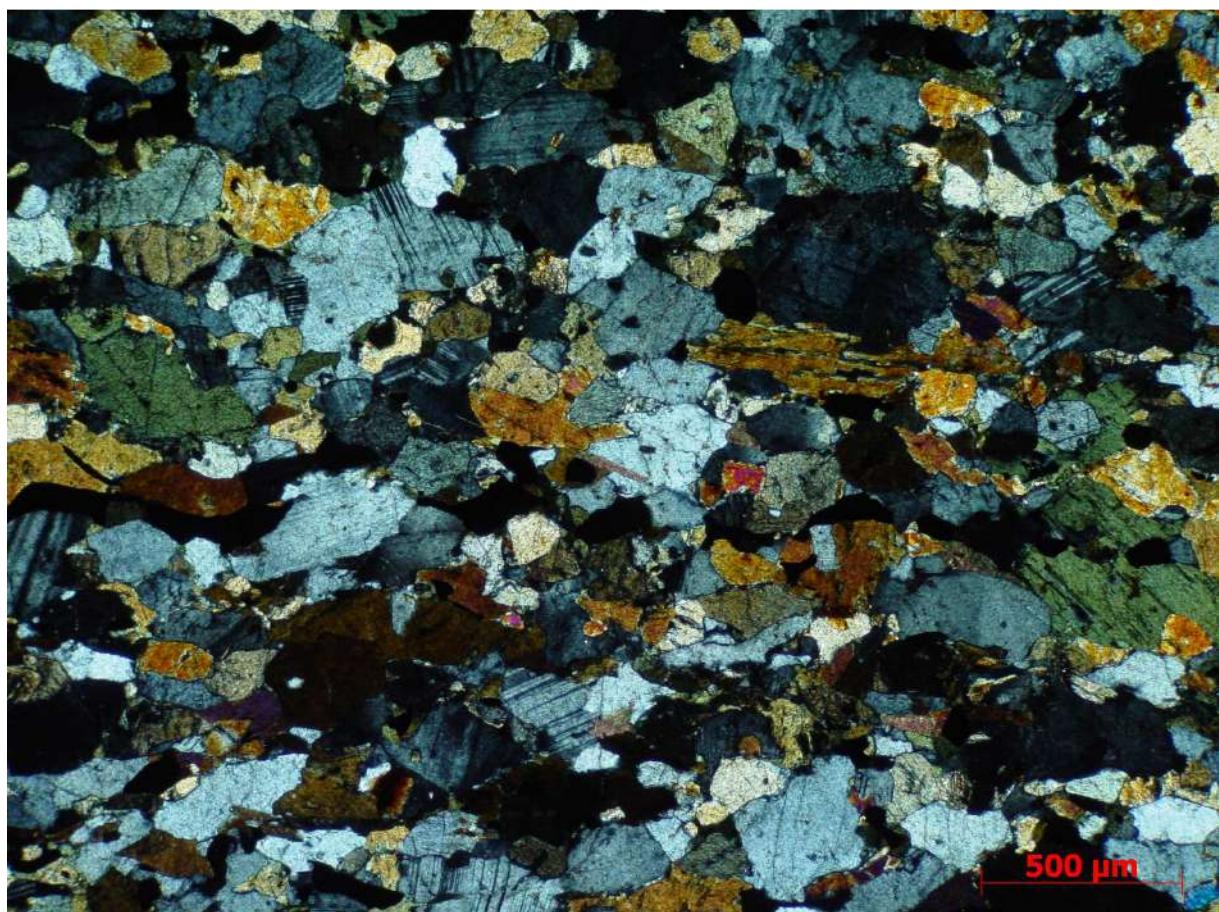


Figura 29: Textura xenomórfica isotrópica granular do granulito

9. Análise Petrográfica de Feldspatos

Os feldspatos merecem uma atenção especial quanto às estruturas e texturas apresentadas em seção delgada. São bons indicadores da magnitude de deformação e das condições sob as quais ocorreu a cristalização na rocha. Sua análise mais detalhada também se justifica pelo fato de serem os minerais mais abundantes na maioria das lâminas analisadas.

Segundo Passchier & Trouw (1996), o comportamento entre feldspatos potássicos e cárquicos é bastante similar: nas rochas submetidas a temperaturas metamórficas entre 400 e 500°C as recristalizações se tornam regulares, principalmente ao longo dos bordos dos minerais. Tal recristalização ocorre principalmente pela nucleação e crescimento de novos grãos, o que pode ser observado em lâmina pela formação de mantos constituídos por novos grãos finos em contato brusco com grãos mais antigos e mais grossos (estruturas do tipo manto e núcleo). Sob temperaturas mais elevadas, as geminações vão ficando mais escassas ao passo que intercrescimentos mirmecíticos ao longo do limite de porfiroclastos paralelos à foliação, se e de suas estruturas tornam mais abundantes.

Os aspectos microtectônicos dos feldspatos melhor evidenciados nas rochas deste trabalho, foram: extinções ondulantes, estruturas do tipo manto e núcleo em plagioclásio e K-feldspato, mirmecíticas, micropertitas e antipertitas, contatos lobados entre feldspatos e quartzo, plagioclásio com lamelas de geminação muito recurvadas, porfiroclastos de K-feldspato como indicadores cinemáticos (principalmente nos para e ortognaisses) e possíveis indícios de recristalização pela rotação de subgrãos.

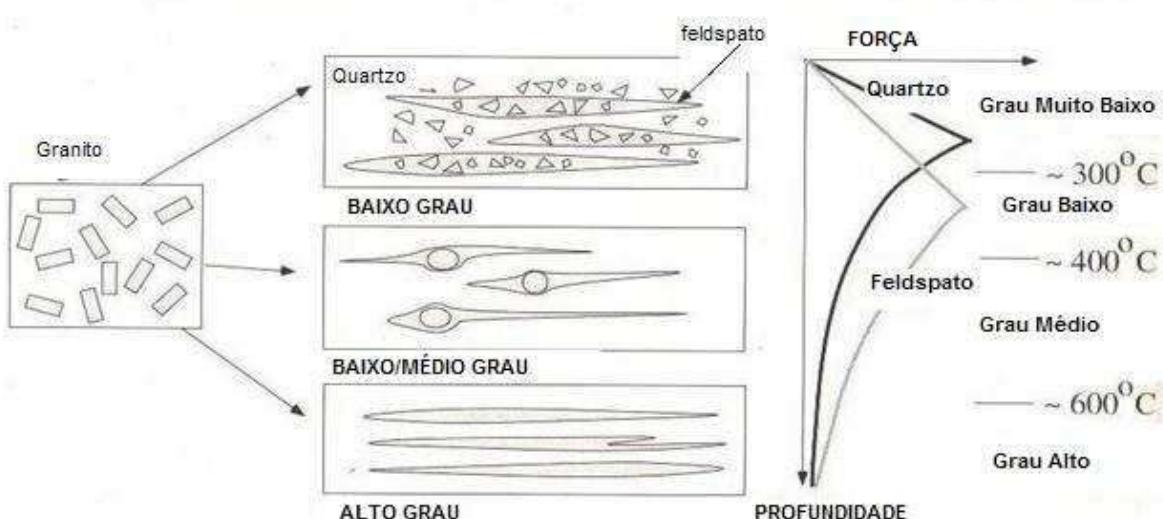


Figura 30: Diagramas mostrando modelos de mudança no comportamento de agregados quartzo-feldspáticos em função da profundidade. No gráfico esquemático, a linha mais clara mostra o comportamento rúptil, enquanto a mais escura mostra o comportamento rúptil desses agregados. Fonte: Microtectonics; Passchier & Trouw 2000

10. Conclusões

Os trabalhos de campo e de petrografia permitiram a proposição de quatro unidades de mapeamento reconhecidas nesta área de trabalho: ortognaisse, paragnaisse, granulito e charnoquito. O Ortognaisse Serra da Cangalha, principal foco desta pesquisa, mostra uma relativa homogeneidade mineralógica contrastando com sua heterogeneidade estrutural e textural, que está associada a fenômenos de anatexia por metamorfismo progressivo e posterior deformação por tensões cisalhantes, que deram origem a padrões migmatítico e protomiloníticos.

Sua composição modal é predominantemente monzogranítica e a mineralogia essencial é composta por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita, hornblenda e ocasionalmente clinopiroxênio, e como minerais acessórios e secundários têm-se opacos, titanita, apatita, zircão, allanita, calcita, clorita e sericita. O posicionamento das amostras do Ortognaisse Serra da Cangalha próximas a um mesmo campo no diagrama QAP infere uma possível relação direta com um protólito associado a rochas de arco magmático. A associação mineral primária plagioclásio + ortoclásio + clinopiroxênio + hornblenda + minerais opacos indica temperaturas elevadas na cristalização do protólito. Agregados de minerais máficos mostram substituições de clinopiroxênios por hornblenda e biotita e de hornblenda por biotita, que podem estar ligadas a processos metamórficos com dissolução de opacos.

O ortognaisse tonalítico encontrado na pedreira próximo a Guaçuí é aqui interpretado como sendo parte de uma outra suíte granítóide, que deve ser melhor estudada futuramente. Os granulitos descritos neste trabalho possuem associação mineralógica característica de rochas de alto grau, com coexistência de orto e clinopiroxênio, e revelam paragênese secundária provavelmente relacionada a evento metamórfico de fácies anfibolito que gerou biotita, hornblenda, titanita e minerais opacos, esses últimos exsolvidos a partir da quebra da estrutura de Cpx e Opx. Os charnoquitos encontrados não exibem, como os outros litotipos identificados, estruturas deformacionais marcantes e também substituição mineral maciça que possa ser considerada evidência de metamorfismo, podendo assim representar rocha mais nova que as outras estudadas.

Microestruturas deformacionais como extinção ondulante, recristalização, dissolução por pressão nas bordas dos indicadores cinemáticos e manto de novos grãos são frequentes no ortognaisse, no granulito e no paragnaisse. Paralelamente, maclas de plagioclásio e lamelas de

biotita recurvadas reforçam as evidências de deformação. Os contatos entre os grãos são em geral lobados, podendo ocorrer contatos poligonais em frente à forte recristalização do quartzo.

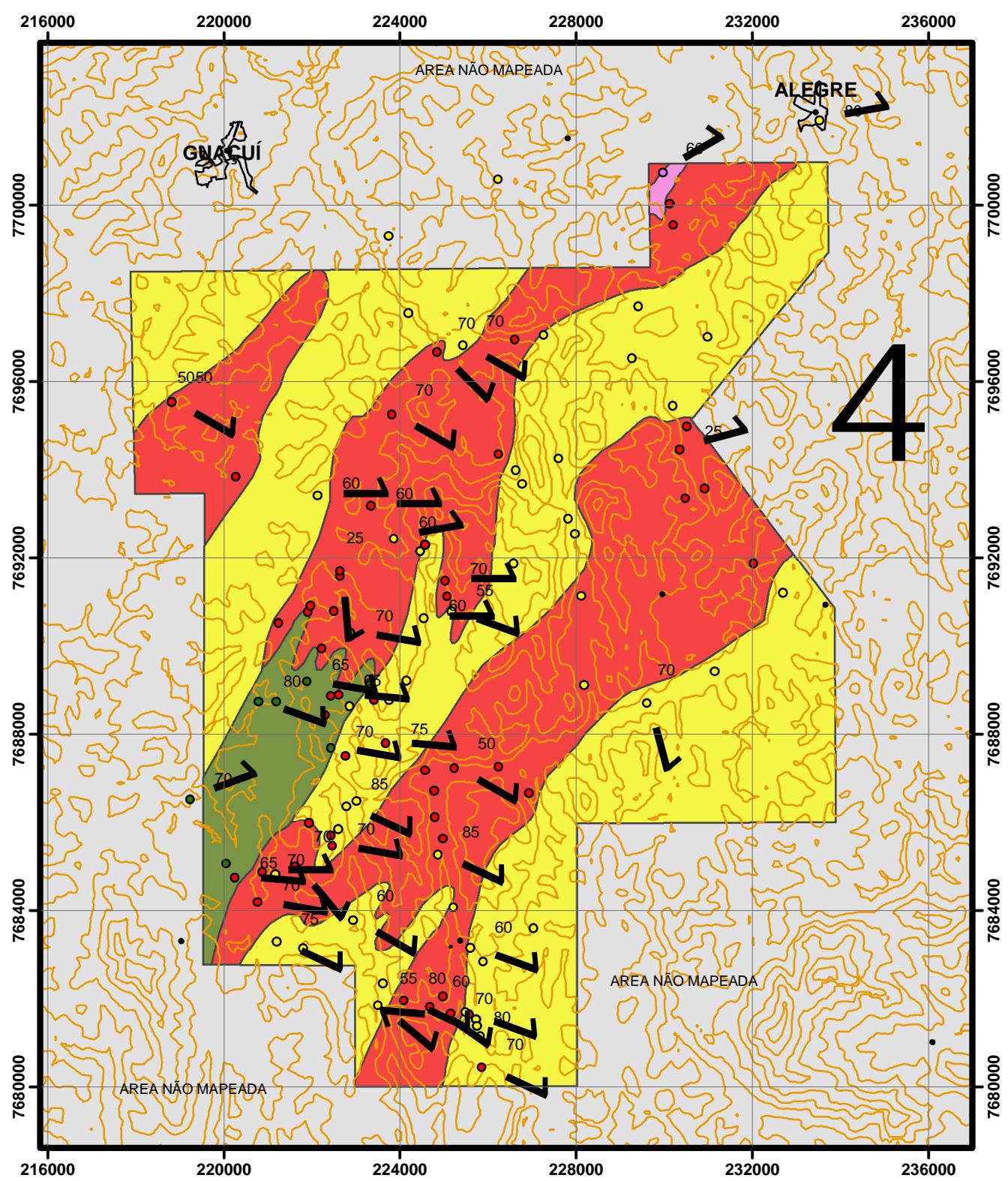
As características mineralógicas e de campo do Ortognaisse Serra da Cangalha sugerem que este litotipo pode estar associado a um protólito gerado em um ambiente de arco magmático, podendo portanto representar a raiz desse arco. Tal hipótese somente poderá ser adequadamente avaliada com estudos geoquímicos/isotópicos e geocronológicos.

11. Referências Bibliográficas

- Didier, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76/1: 41-50
- Douglas, P., 2009. Caracterização geoquímica do Ortognaisse Serra da Cangalha, sul do Espírito Santo. Trabalho de Conclusão de Curso, Depto. de Geologia, UFRJ, 47p.
- Fontes, C.Q., Netto, C., Costa, M.R., Baltazar, O.F., Silva, S.L., 1981. Projeto Mimoso do Sul, Relatório Final. DNPM/CPRM, Brasília, 196p.
- Heilbron M. & Machado N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Horn, A.H., 2006. Folha Espera Feliz 1:100.000, Relatório Final. Programa Geologia do Brasil, CPRM/UFMG, 72p.
- Passchier N. & Trouw R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, segunda edição, 366 pp.
- Pedrosa Soares, A.C. & Wiedmann-Leonardos, C.M., 2000. 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*, pp. 265-285.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C., Pinto, C. P., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, Amsterdam, 110 (1-4): 307-323.

- Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., Fletcher, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basílano/Pan-African systems of orogens . Precambrian Research, 136: 203-240.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12: 1-33.
- Trouw R., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C., Almeida J., Tupinambá M., Andreis R., 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. and Campos, D. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. CPRM, Rio de Janeiro, pp.: 287-310.
- Tupinambá M. 1999. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, 222p.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic Western Gondwana Assembly and Subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. Rev. Bras. Geoc., 30(1): 007-011.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira, J.R., Valladares, C.S., Almeida, J. C., Eirado, L.G., Medeiros, S.R., Almeida, C.G., Miranda, A., Ragatky, C.D. Mendes, J.C., Ludka, I.P., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, 15: 67-79.
- Wiedemann, C.M., Medeiros, S.R., Ludka, I.P., Mendes, J.C., Moura, J.C., 2002. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, southeast Brazil. Gondwana Research, 5(2): 381-399.

Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., 1985. Petrography - an introduction to the study of rocks in thin section. CBS Publ., N. Delhi, 2nd. ed., 626p.



Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia

MAPEAMENTO ORTOGNAISSE SERRA DA CANGALHA, SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

8 4 0 Quilometeros

1 Legenda

Foliações

Pontos

UNIDADES

- CHARNOQUITO
- GRANULITO
- ORTOGNASSE
- PARAGNAISSE

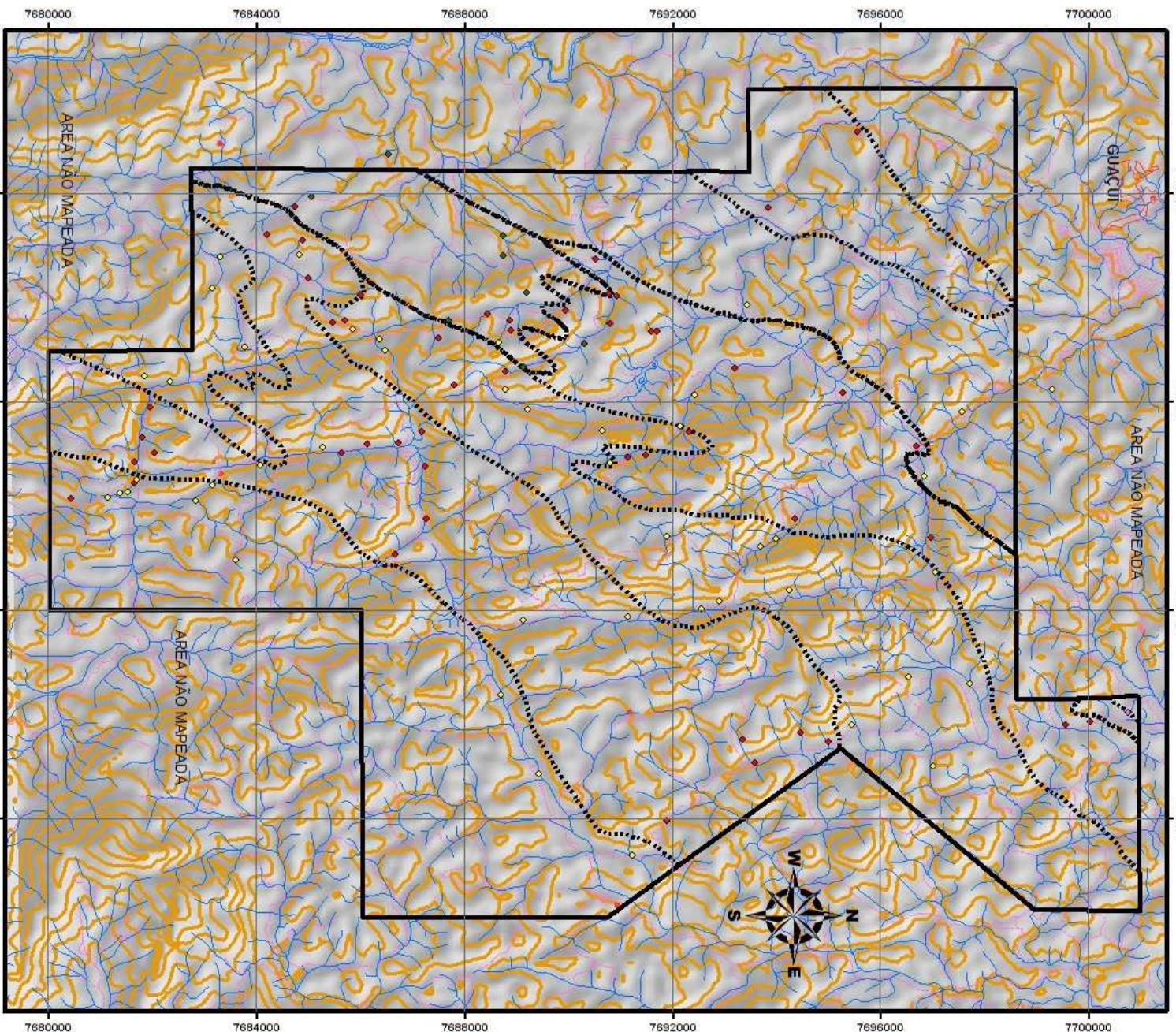
— Localidades

— Curvas de Nível 100m

Geologia

LITOLOGIA

- | |
|-------------|
| CHARNOQUITO |
| GRANULITO |
| ORTOGNAISSE |
| PARAGNAISSE |



Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia

ANEXO II

MAPA DE PONTOS ORTOGNAISSE SERRA DA CANGALHA, SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Legenda

Pontos UNIDADES

- CHARNOQUITO
- GRANULITO
- ORTOGNAISSE
- PARAGNAISSE

Convenções CONTATOS

..... Contatos Inferidos

— Limite do Mapeamento

— drenagens

— estradas

— Localidades

— Curvas de Nível 100m

HILLSHADE
Value
High : 254
Low : 0