

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Esta dissertação é um requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre do Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ).

A Unidade Santo Aleixo, definida por Penha *et al.* (1979), hoje é correlacionada ao Complexo Rio Negro, que representa uma importante unidade litoestratigráfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Desta forma, o estudo das litotipos presentes na área de estudo é importante para o entendimento do contexto geológico e tectônica da Faixa Ribeira.

O trabalho de dissertação foi desenvolvido sob a orientação do Prof. Miguel Tupinambá, da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

1.2 CARACTERIZAÇÃO TEMÁTICA E JUSTIFICATIVA DE ESTUDO

A região abordada é integrante da região serrana do Estado do Rio de Janeiro, nos contrafortes da Serra dos Órgãos. Esta se insere dentro da Serra do Mar que, juntamente com a Serra da Mantiqueira, constitui a feição orográfica mais bem destacada da borda atlântica sul e sudeste do continente sul-americano (Almeida & Carneiro 1998).

A proposta de trabalho teve como objetivo principal o reconhecimento e caracterização da Unidade Santo Aleixo, tendo como base os trabalhos pioneiros de mapeamento geológico desenvolvidos entre o final da década de setenta (destaque a Penha *et al.* 1979) e início da década de oitenta pelo Projeto Mapeamento Geológico do Estado do Rio de Janeiro – Departamento de Recursos Minerais

(DRM) / Secretaria do Estado do Rio de Janeiro. Após este projeto, nenhum outro trabalho de cunho geológico foi desenvolvido na região de Santo Aleixo e Guapimirim. Desta forma, este trabalho visa complementar a caracterização dos principais litotipos presentes na área foco.

A integração dos dados de campo, petrografia e litogeoquímica têm como objetivo a identificação e caracterização das principais associações litológicas da Unidade Santo Aleixo e sua inclusão no Complexo Rio Negro, unidade adotada para o mapeamento geológico da região a sul do Batólito da Serra dos Órgãos.

1.3 METODOLOGIA DO TRABALHO

Para alcançar os objetivos previstos, foram utilizadas diversas ferramentas metodológicas, tais como:

- a) Revisão bibliográfica sobre os seguintes temas:
 - Modelos de evolução geotectônica da Faixa Ribeira e sua compartimentação;
 - Caracterização das unidades litoestratigráficas presentes na área, tendo como base os mapas geológicos escala 1:50.000 das folhas Petrópolis, Itaipava, Teresópolis e Itaboraí obtidos pelo Projeto Mapeamento Geológico do Estado do Rio de Janeiro – DRM/ Secretaria do Estado do Rio de Janeiro, executados durante a década de 70 e 80 e aos mapas de integração nas escalas 1:400.000 (Reis & Mansur, 1995); 1:250.000 (Fonseca, 1998) e 1:500.000 (Silva & Cunha, 2000);
- b) Interpretação de fotografias aéreas na escala 1:20.000 e 1:25.000 consultadas no Departamento de Recursos Minerais-DRM;
- c) Trabalhos de campo, visando:
 - Mapeamento geológico em escala 1:50.000 da área compreendida entre a sede do município de Guapimirim e a localidade de Santo Aleixo.
 - Execução de perfis geológicos, com localização, observação e marcação dos pontos descritos em uma base topográfica – IBGE (escala 1:50.000) com utilização de um aparelho de GPS;

- Coleta de amostras representativas e inalteradas destinadas à análise petrográfica e geoquímica;
- d) Seleção e preparação das amostras destinadas à confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica;
- e) Preparação de pequenos tabletes de algumas amostras para tingimento e avaliação da concentração de plagioclásio, k-feldspato e quartzo (Ver Apêndice 3).
- f) Análise petrográfica das amostras laminadas, utilizando microscópio de luz transmitida (fases transparentes) adotando a seguinte ordem de descrição: a) minerais coloridos; b) minerais incolores; minerais acessórios; minerais de alteração; e) texturas e microestruturas. A concentração dos minerais foi feita com base em estimativas visuais ao microscópio e a partir do tingimento de fatias das unidades mais representativas;
- g) Preparação e seleção das amostras para análise litogeoquímica, respeitando os seguintes critérios: a) ausência de feições macroscópicas de intemperismo; b) volume de amostra proporcional ao volume do maior cristal da rocha; As amostras inalteradas, representativas de cada unidade foram, então, pulverizadas em moinho de tungstênio;
- h) Tratamento dos dados petrográficos e litogeoquímicos: esta fase visa à caracterização das principais associações litológicas presentes na área de estudo.
- i) Elaboração do documento final desta dissertação e defesa da mesma perante a banca examinadora;

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIA DE ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 22°40' e 22°30' S e longitudes 43°10' e 43°55' W'. Está delimitada pelas coordenadas UTM 7500-7512 e 698-708 que abrangem a porção SE da Folha Itaipava, NE da Folha Petrópolis, SW da Folha Teresópolis e NW da Folha Itaboraí.

Partindo-se da cidade Rio de Janeiro, chega-se à área através das seguintes vias principais (Figura 1 e 2): BR-101 pela ponte Rio – Niterói até o município de Itaboraí, onde se toma a BR-493, que dá acesso à cidade de Magé e ao município de Guapimirim; pela Avenida Brasil o acesso é feito pela RJ-116, principal via que interliga os municípios de Guapimirim e Teresópolis à capital do Rio de Janeiro; pela BR-040, chegam-se as cidades de Petrópolis e Itaipava. Todas as rodovias citadas se apresentam em boas condições de tráfego.

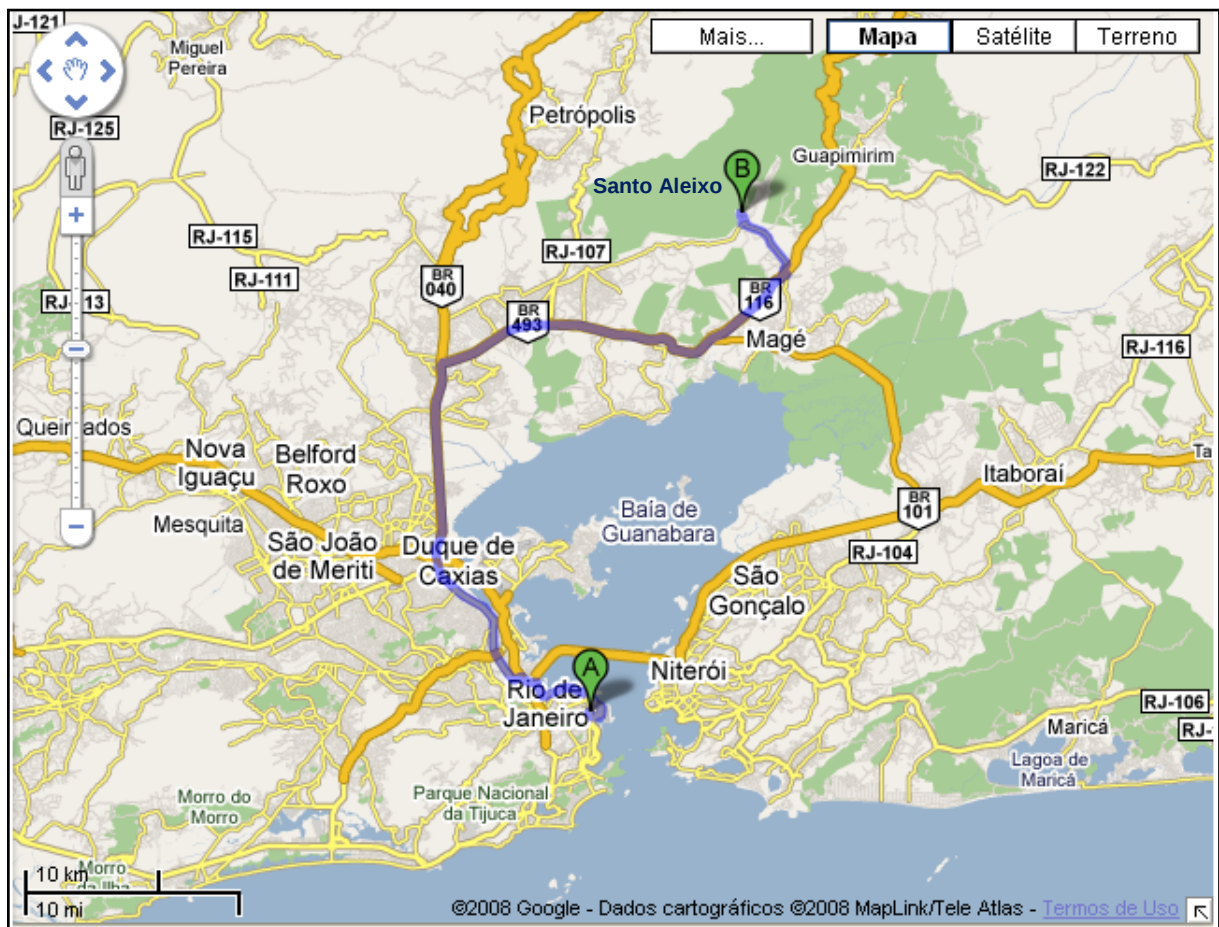


Figura 1: Mapa de localização e via de acesso à área de estudo.

Fonte: www.google.mapas.com.br.

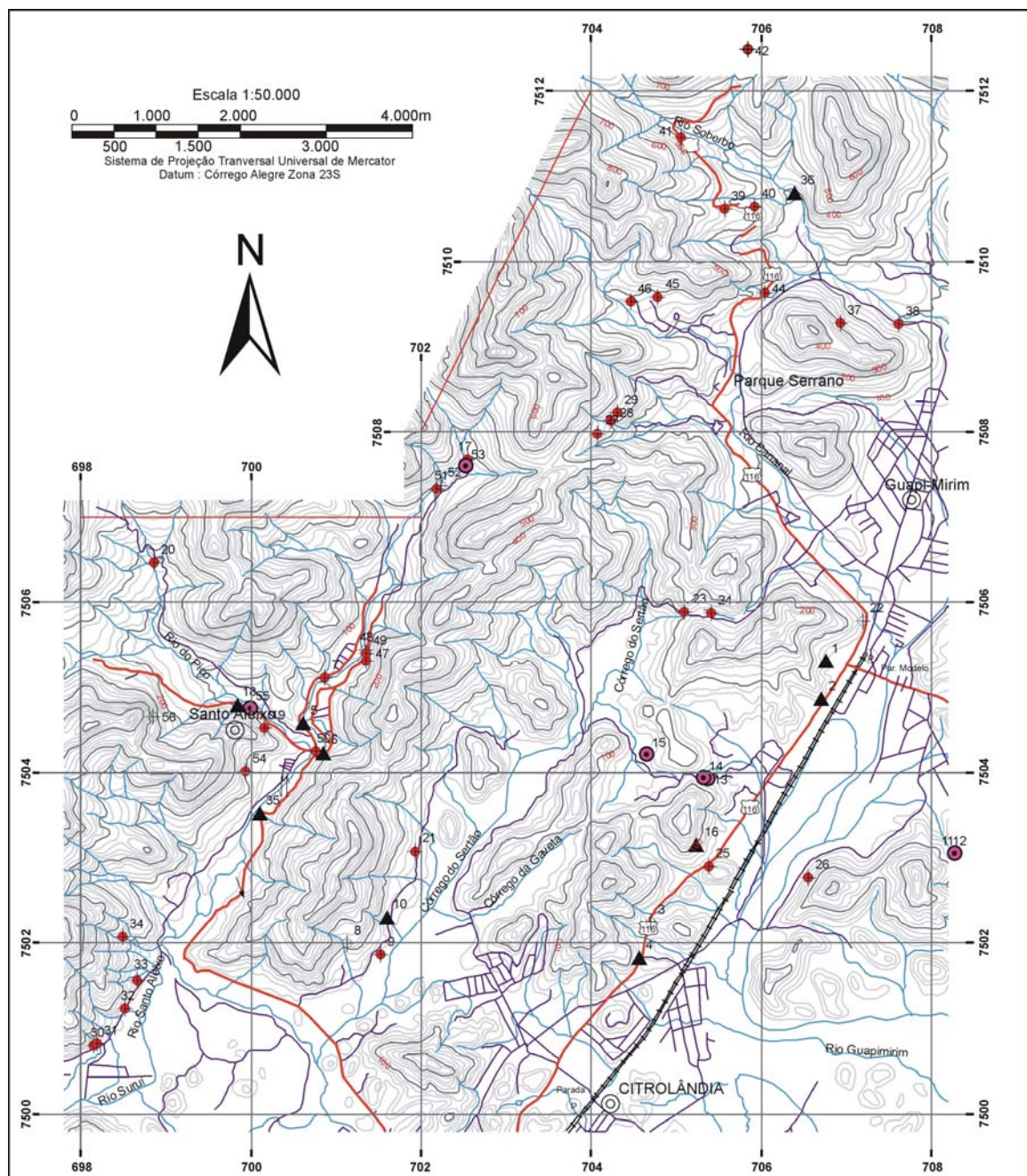


Figura 2: Mapa de pontos mostrando o recorte da área utilizando a base topográfica IBGE, escala 1:50.000 da Folha Petrópolis, Teresópolis, Itaboraí e Itaipava. A legenda dos símbolos consta no mapa de pontos do Anexo 2.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira, definida por Almeida, (1977) e Almeida *et al.* (1981), corresponde ao sistema Orogênico Neoproterozóico da porção sudeste do Brasil desenvolvido durante o ciclo Brasiliano-Pan Africano que resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, através do fechamento dos Oceanos Goianides e Adamastor, situados a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco, procedido por um processo de subducção gerando suítes do tipo arco magmático e subsequente, colisões arco-continente e continente-continente (Trompette *et al.* 1994; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Tupinambá, 1999; Heilbron *et al.* 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

A Província Mantiqueira se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai (Figura 3), englobando as Faixas Araçuaí, Dom Feliciano e São Gabriel, e a zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Trouw *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann, 2000; Pimentel *et al.* 2000).

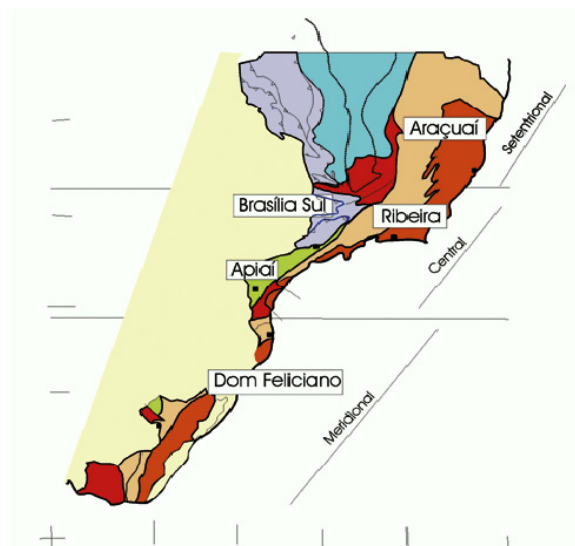


Figura 3: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional abrange o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As áreas de cor roxa e laranja representam os terrenos onde estão alojados os arcos magmáticos neoproterozóicos. **Fonte:** Heilbron *et al.* 2004.

Os estágios colisionais I, II e III representam respectivamente, o estágio colisional da extremidade sul da Faixa Brasília, a colisão da Faixa Ribeira e por fim a colisão tardia do Terreno Cabo Frio a Faixa Ribeira. Esses episódios foram responsáveis pela estruturação do embasamento e supracrustais presentes na Plataforma Sul-Americana. Desta forma, a porção sul da Faixa Brasília registrou os estágios colisionais de idade em torno de 630 Ma (Colisão I), enquanto que na Faixa Ribeira as idades giram em torno de 580 e 560 Ma (Colisão II). Os efeitos da colisão II foram responsáveis pela geração de uma zona de Interferência entre os dois orógenos, denominada Zona de Interferência da Faixa Brasília (Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2004).

A Faixa Ribeira registra ainda, uma colisão tardia em 520-510 Ma, denominada Colisão III, no terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.* 2004).

A Faixa Ribeira marcada por *trends* estrutural NE-SW, compreende a porção central do Sistema Orogenético Mantiqueira. O processo de colisão continental foi marcado por encurtamento frontal e zonas transpressionais dextrais.

Heilbron *et al.* (1994) caracterizam a Faixa Ribeira como sendo a raiz de um orógeno colisional neoproterozóico, profundamente erodido, gerado através de um mecanismo de colisão do tipo oblíqua responsável pela geração das principais estruturas presentes na faixa (Heilbron *et al.*, 1994; 1995; 1998, 2000, Heilbron, 2001).

2.2 COMPARTIMENTAÇÃO DA FAIXA RIBEIRA

A Faixa Ribeira é compartimentada em quatro grandes terrenos tectono-estratigráficos imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco, denominados (Figura 4 e 5): Terreno Ocidental, Juiz de Fora, *Klippe* Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000; 2004). O Terreno Oriental é separado do Terreno Ocidental pelo Limite Tectônico Central – CTB (Almeida *et al.* 1998). Estes terrenos distintos foram gerados e/ou amalgamados durante inúmeras etapas de colagem brasileira ocorridas no sul e sudeste do Cráton do São Francisco.

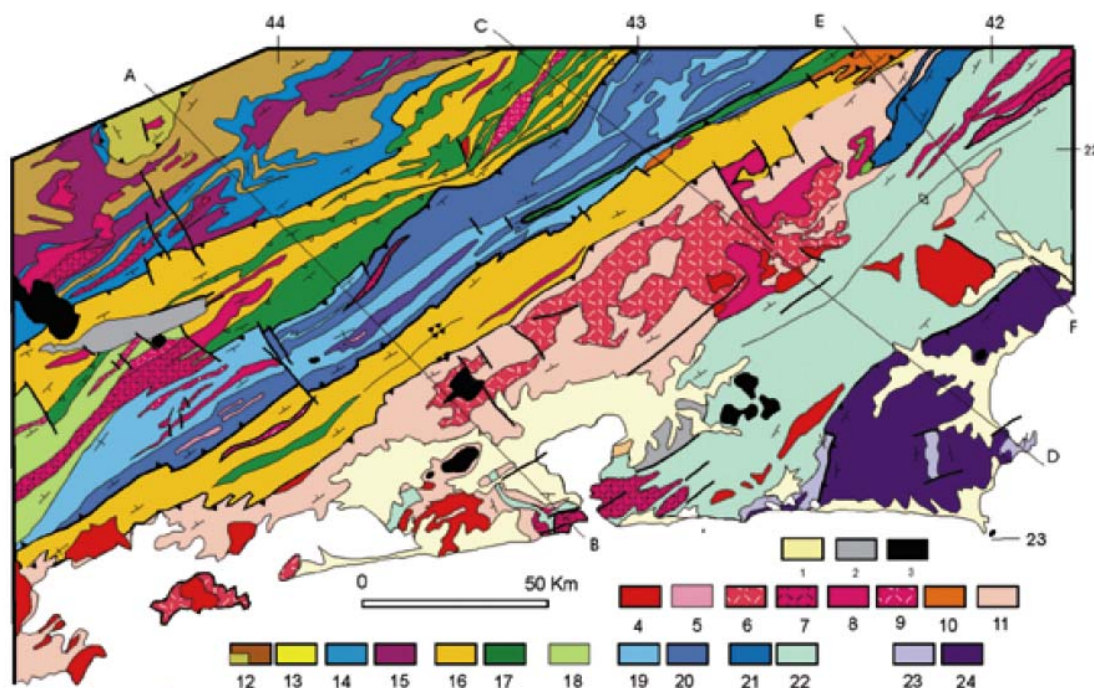


Figura 4: Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* 2004. Legenda 1- Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4-Granitóide Brasileiros sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560Ma, G3); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19- Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos

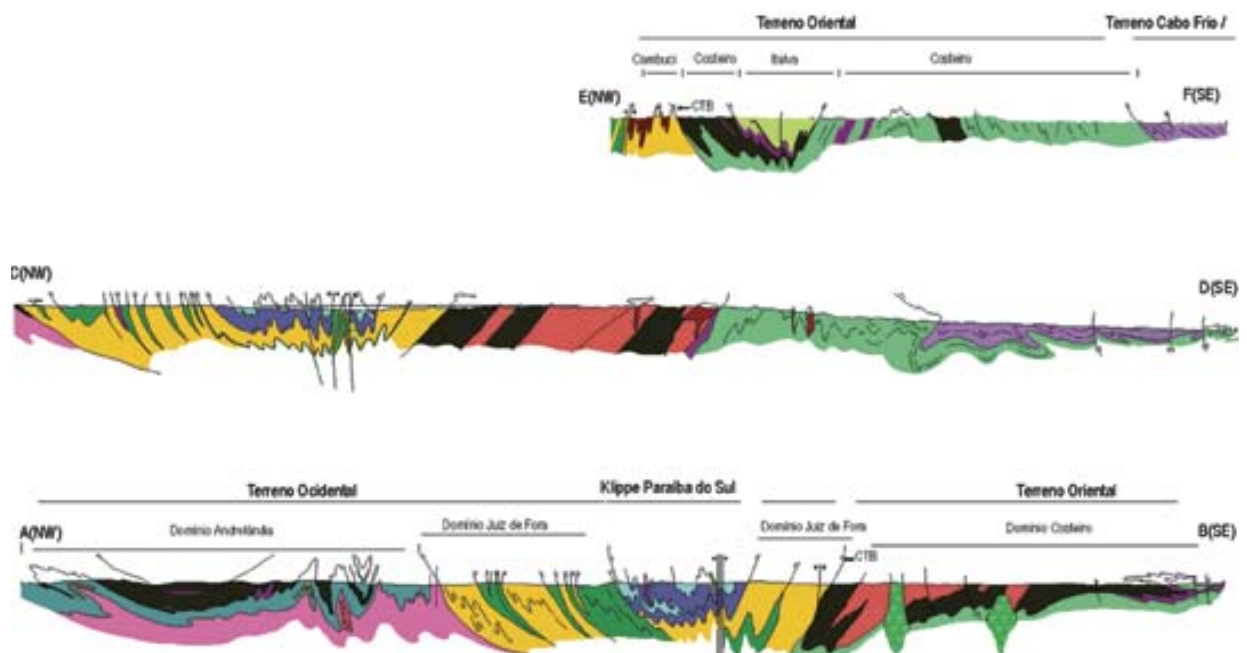


Figura 5: Perfis estruturais transversais ao Orógeno Ribeira, compilado de Heilbron *et al.* (2004).

Legenda como na Figura 4.

O Terreno Ocidental é interpretado como resultante do retrabalhamento da margem do Paleocontinente São Francisco e é constituído por duas escamas de empurrão (Domínios Tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora), com vergência em direção ao Cráton do São Francisco. O Terreno oriental está compartimentado em quatro Domínios Tectônicos distintos que, da base para o topo, são: Domínio do Arco Magmático Rio Negro (640 – 590 Ma, Tupinambá *et al.* 1998), Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e *Klippe* Itaipu.

A *Klippe* Paraíba do Sul representa a escama superior nesse segmento central da faixa, enquanto que o Terreno Cabo Frio caracteriza uma colisão tardia (530 – 520 Ma; Schimitt *et al.* 2004).

2.3 DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO NA FAIXA RIBEIRA

Duas etapas deformacionais principais (D1+D2) são correlacionadas à convergência neoproterozóica dos Terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental (Heilbron 1993; Heilbron *et al.* 1998, 2000, 2004).

A etapa deformacional principal representa o maior encurtamento crustal, sendo responsável pela compartimentação tectônica da faixa, com geração de empilhamentos tectônicos de diversas escamas de empurrões com registro de transporte para N/NW rumo ao Cráton do São Francisco.

As fases de deformações tardias (D3 e D4) ocorrem após o intenso encurtamento crustal da etapa deformacional principal (D1+D2).

As estruturas deformacionais da fase D3 são caracterizadas pelo redobramento das estruturas previamente formadas. Pertencem a esta fase dobras empinadas apertadas a abertas, localmente, isoclinais com eixos subhorizontais NE-SW e planos axiais com mergulho íngreme para SE e NW, além de zonas de cisalhamento transpressivas de direção NE com componente horizontal dextral. As principais estruturas resultantes desta etapa são representadas pela Megassinformal do Paraíba do Sul e pela Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul.

A fase deformacional D4 é caracterizada por estruturas ortogonais à Faixa Ribeira, responsável pela geração de dobras abertas e zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis subverticais de direção NW com mergulhos e movimento direcional dextral com componente de rejeito vertical e o bloco abatido a leste. As zonas D4 de direção NW foram reativadas por eventos rúpteis extensionais de idades meso-cenozóicas.

Dois eventos metamórficos são discriminados e datados na Faixa Ribeira (Heilbron, 1993). O estágio M1 ocorreu no Neoproterozóico (595-565 Ma), enquanto que o estágio M2 (530-520 Ma).

O estágio M1 produziu paragêneses minerais de pressões intermediárias a altas e é responsável pela formação da foliação principal. O pico de temperatura metamórfica aumenta do Terreno Ocidental para o Terreno Oriental, mostrando

sucessivas zonas metamórficas: biotita, granada, estauroлита-cianita, cianita-sillimanita, K-feldspato, cordierita (típicas do Terreno Oriental), e localmente zonas de piroxênio-sillimanita (Heilbron, 1995). A distribuição espacial das zonas metamórficas M1, com zonas metamórficas de alto grau acima de zonas de baixo grau, sugere um gradiente de inversão.

O estágio M2 é caracterizado pela geração de paragêneses de alta temperatura/ baixa pressão, geralmente com caráter retrógrado. No Terreno Oriental, o estágio M2 caracteriza-se por altas temperaturas, que resultaram em migmatização e geração de granitóide intrusivos Tipo S e I.

2.4 MODELOS DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Diversos modelos evolutivos já foram apresentados para a Faixa Ribeira, no âmbito do Estado do Rio de Janeiro e regiões vizinhas em Minas Gerais e São Paulo. Dentre estes, destacam-se os trabalhos de Ebert 1955; 1968; Almeida *et al.* (1973, 1976), Hasui *et al.* (1975), Hasui (1982), Ribeiro *et al.* (1990), Campos Neto & Figueiredo (1995), Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2004). Apesar das diferentes propostas de evolução, monocíclicas ou policíclicas, ensiálicas ou com a participação de crosta oceânica, é consenso entre todos estes autores que a Faixa Ribeira representa a raiz de um orógeno colisional neoproterozóico, profundamente erodido.

A formação da Faixa Ribeira é relacionada à aglutinação dos Crátons do Congo, Kalahari, São Francisco e La Plata, sendo que este último hoje se encontra encoberto pelas coberturas fanerozóicas e pelos derrames basálticos terciários da Bacia do Paraná (Trompette *et al.* 1993).

As análises estruturais e metamórficas, juntamente com os dados geocronológicos e geoquímicos permitem subdividir a colagem brasileira em cinco etapas tectônicas brasileiras principais, que por sua vez são associadas a eventos magmáticos contemporâneos (Machado *et al.* 1996; Heilbron & Machado 2003; Heilbron *et al.* 2000; 2004; 2005):

1. Etapa pré – colisional (790-595 Ma): caracteriza o episódio de subducção para leste da crosta oceânica adjacente à margem do Terreno Ocidental. Esta etapa resultou na geração do Arco Magmático Rio Negro que se implantou no Terreno Oriental (Heilbron *et al.* 2004).
2. Etapa Sin-colisional I (595-550 Ma): representa a etapa de colisão entre os terrenos Oriental e Ocidental após o consumo da litosfera oceânica. Esta etapa caracteriza a deformação principal (D1+D2) da faixa e é contemporânea a geração de granitóides meta e peraluminosos, através da fusão das rochas da cobertura metassedimentar e do seu embasamento.
3. Etapa Sin colisional II (570-550 Ma): é relacionada ao ajustamento interno do Terreno Ocidental, resultando na geração de granitóides metaluminosos.
4. Etapa Tardi-colisional ou colisão III (530-510 Ma): é marcado pela colisão do Terreno Cabo Frio aos terrenos previamente amalgamados. É caracterizada por importantes zonas de cisalhamento subverticais com componentes de movimentação horizontal dextral e intensa deformação, associada a um metamorfismo de pressão média a alta no Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.* 1999).
5. Etapa de colapso Orogênico (510-480 Ma): corresponde a geração dos granitos pós-tectônicos, caracteriza-se pela geração de granitóides metaluminosos com contribuição e/ou mistura de magmas toleíticos, predominantemente no Terreno Oriental, além de estruturas extensionais e transtensionais.

2.5 O TERRENO ORIENTAL

A área de estudo se insere no terreno oriental dentro do Domínio do Arco Magmático Rio Negro. Este por sua vez envolve o Suíte Serra dos Órgãos e, a sul desse batólito, está em contato com os metassedimentos do Domínio Costeiro. Ainda estão presentes, rochas graníticas intrusivas tardias.

2.5.1 Introdução

O Terreno Oriental (Heilbron *et al.* 1998) corresponde em parte à Microplaca Serra do Mar de Campos Neto & Figueiredo, (1995) e ao Domínio Costeiro de Machado *et al.* (1996). É caracterizado pelo predomínio de extensas dobras recumbentes isoclinais, foliação metamórfica de baixo ângulo e diversas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil com *trend* NW. Estas zonas são marcadas em geral pela presença de granitóides pós-colisionais (Tupinambá 1999).

O Terreno Oriental está subdividido em dois domínios tectono-magmáticos (Heilbron *et al.* 2000): o Arco Magmático Rio Negro e o domínio Costeiro. Em trabalhos mais recentes (Heilbron & Machado, 2003) uma nova subdivisão do Terreno Oriental é proposta, graças à aquisição de novos dados geoquímicos e isotópicos, que possibilitaram a distinção dos seguintes domínios: Cambuci, Costeiro e *Klippe* Italva.

Segundo Heilbron & Machado (2003) o Domínio Cambuci representaria uma fina camada basal do empurrão do Terreno Oriental na porção norte do Estado do Rio de Janeiro, enquanto o Domínio Costeiro se sobrepõe ao Domínio Cambuci e ao Terreno Ocidental ao longo dos setores central e sul do Estado. Por fim, a *Klippe* Italva representaria uma fatia mais elevada do empurrão do Terreno Oriental e sobrepõe-se ao Domínio Costeiro.

2.5.2 Domínio do Complexo Rio Negro

A designação original da denominação Rio Negro provém da Unidade Rio Negro de Matos *et al.* (1980), cartografada na região de Cordeiro-Cantagalo, durante o Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo_CPRM. Em sua definição original, é caracterizada por rochas extremamente, migmatizadas, com paleossoma constituídos por biotita gnaiss e anfibolito gnaiss bandado, e o neossoma quartzo-feldspático de granulação média a fina, apresentando estrutura estromática ou flebítica.

Nas folhas Petrópolis e Itaipava (Penha *et al.* 1979 e Penha *et al.* 1981, respectivamente) rochas semelhantes foram incluídas nas unidades Santo Aleixo e Bingen que representam diatexitos heterogêneos e homogêneos, respectivamente.

A Unidade Rio Negro abrange as folhas Cordeiro, Cantagalo, Baia da Guanabara, Itaboraí, Miguel Pereira, Itaipava, Nova Friburgo, Duas Barras, Teresópolis e Anta. Também foi mapeada nas folhas Parati, Juatinga e Ilha Grande (Reis & Mansur, 1995). Ainda neste trabalho, foram incorporadas à Unidade Rio Negro a Unidade Maria Comprida, definida na folha Itaipava por Penha *et al.* (1981) e a Unidade Trindade.

Os migmatitos da Unidade Rio Negro interpretados como um conjunto de rochas, tais como, diorito, tonalito, leucogranito gnaiss porfiróide, passaram a pertencer a um complexo de gnaisses ortoderivados plutônicos do Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.* 1996).

A proposta da existência de um arco magmático ativo no período de 640-580 Ma no Terreno Oriental da Faixa Ribeira durante a fase pré-colisional da Orogenia Brasileira-Pan Africana foi sugerida a partir de dados geocronológicos e geoquímicos (Tupinambá *et al.* 1998a; Tupinambá, 1999).

Uma idade U-Pb em zircão de 634 ± 10 Ma foi obtida em um tonalito gnaiss do Complexo Rio Negro na região de Duas Barras (RJ) e interpretada como a idade de cristalização das rochas calcioalcalinas do Complexo Rio Negro (Tupinambá, 1999; Tupinambá *et al.* ; 1998b; 2000; 2003).

Tupinambá, (1999) destaca três episódios intrusivos relevantes que atingiram o arco: leucogranitos sin-colisionais, o Batólito da Serra dos Órgãos e as intrusões pós-colisionais.

De uma forma geral, o Complexo Rio Negro baseado em dados recentes representa o principal magmatismo calcioalcalino deste segmento do orógeno, indicando que a Faixa Ribeira evoluiu a partir de ambiente tectônico do tipo arco magmático, intra-oceânico até cordilherano, com idades que variam entre 640 e 580 Ma (Tupinambá 1999; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.* 2004) e que pode ser subdividido em duas suítes magmáticas calcio-alcálinas: médio-K e alto-K.

Heilbron *et al.* (2004) sugere que o Complexo Rio Negro poderia ter contribuído como área-fonte dos sedimentos do Domínio Cambuci e das unidades do topo do Domínio Costeiro, o que indicaria, segundo os autores, uma deposição contemporânea ao processo de subducção.

A colisão do Terreno Oriental ao Terreno Ocidental, caracterizada por intenso processo retrabalhamento crustal, migmatização e magmatismo, ocasionou um significativo espessamento crustal (Tupinambá, 1999; Heilbron *et al.* 2000) e marcou a implantação do magmatismo sin-colisional, tipo Serra dos Órgãos (idade U-Pb 560 +/- 4Ma).

Valladares *et al.* (2005) relatam que embora tenham encontrado idades U-Pb em zircão (2,5-2,9 Ma) no Terreno Oriental, os erros observados nos dados (100-300 Ma) indicam que as dispersões nas idades podem ser provocadas por *resetting* parcial do sistema U-Pb, resultante do metamorfismo brasileiro em zircões proterozóicos-arqueanos, o que descarta a possibilidade da existência de fonte mesoproterozóica.

2.5.3 As Unidades Santo Aleixo e Bingen

A Unidade Santo Aleixo foi definida inicialmente por Penha *et al.* (1979), como sendo portadora das rochas mais antigas da Folha Petrópolis, caracterizada por “migmatitos estromáticos, de leitos finos, centimétricos a decimétricos, formados por leucossomas graníticos ou pegmatóides, intercalados por melanossoma constituído, principalmente, de hornblenda-microclina-biotita-plagioclásio gnaiss migmatitos”. Estes corresponderiam aos migmatitos e gnaisses diversos que constituem o “Complexo Soberbo” de Rosier, (1957).

A unidade Santo Aleixo refere-se a um conjunto de rochas análogas à unidade Rio Negro (Matos *et al.* 1980; Grossi Sad *et al.*, 1980).

A Unidade Santo Aleixo foi mapeada na Folha Baía da Guanabara como subunidade Freguesia, que corresponde a um conjunto de rochas mais homogêneas desta unidade (Ferrari *et al.* 1982). Também é descrita a oeste da Folha Itaboraí, em contato com a unidade Santo Eduardo (Ferrari *et al.* 1982) e na Folha Itaipava em contato transicional com as unidades Bingen, São Fidélis e Maria Comprida e claramente bruscos com o Batólito Serra dos Órgãos (Penha *et al.* 1981).

Segundo Penha *et al.* (1979) são visíveis na unidade Santo Aleixo, restitos anfibolíticos e antigos diques metamorfisados em biotita-hornblenda xistos e/ou anfibolitos.

Em termos de aspectos, estruturais pode se destacar uma foliação de baixo mergulho, paralela ou subparalela à superfície axial de dobras fechadas ou isoclinais e a presença de leucossomas com dobras convolutas.

Segundo Penha *et al.* (1979) é difícil tentar descrever petrograficamente a Unidade Santo Aleixo por se tratar de “um conjunto de rochas extremamente migmatizadas com restritos domínios homogêneos representados por um biotita gnaiss granítico, às vezes anfibolítico ou variando para termos leptiníticos.”

Mesmo assim, os autores descrevem que a unidade Santo Aleixo engloba rochas com bandamento visível e contínuo. Este bandamento se caracteriza pela intercalação de um biotita gnaiss de grão fino a médio, mesocrático, de cores variadas e composição variando de muito ácida a básicas e por um biotita gnaiss mosqueado, com foliação lepidoblástica realçada por grãos de biotita.

As bandas claras contêm microclina pertítica, plagioclásio zonado com núcleo de oligoclásio e borda albítica e biotita com pleocroísmo verde escuro ou então por material quartzo-feldspático.

Ocorrem ainda restitos máficos de composição correspondente a um biotita-hornblenda gnaiss quartzo-diorítico, com k-feldspato ausente ou em pequenas porções, sendo o plagioclásio o mineral de maior proporção na rocha. A textura é granular lepidoblástica ou lepidonematoblástica. Os cristais de plagioclásio podem estar orientados e com zoneamento gradativo. A hornblenda é verde-oliva, pleocróica e ocorre distribuída homogeneamente com a biotita. Os acessórios comuns são apatita inclusas nos félsicos, opacos, titanita circundando opacos ou isolada com a allanita. É rara a presença de granada.

Associada às rochas da Unidade Santo Aleixo tem-se a Unidade Bingen (Penha *et al.* 1979) que é caracterizada como sendo “um biotita gnaiss gránítico bastante homogêneo, cor clara, granulometria média a fina com gnaissificação moderada ou ausente e apresentando núcleos de aspecto tipicamente gránítico”. Dentro desta unidade ocorre uma variedade porfiroblástica com blastos de microclina.

O contato da unidade Santo Aleixo com a unidade Bingen é tido como transicional, mas em geral pouco evidente e muitas das vezes ainda é mascarado pela erosão. Por outro lado, ambas as unidades apresentam contatos bruscos com o Batólito Serra dos Órgãos (Junho, 1982).

Em termos de características petrográficas, a unidade Bingen é caracterizada como sendo um biotita gnaiss gránítico de textura granular, hipidioblástica a xenoblástica e marcada por evidente microclinitização. As porções porfiroblásticas são caracterizadas por pórfiros de microclina e matriz é de composição quartzo-diorítica.

Os minerais principais são: microclina, plagioclásio cálcico (oligoclásio-andesina), quartzo e biotita parda.

Os acessórios principais são apatita, zircão, opaco, titanita. Granada almandina ocorre esporadicamente.

Ocorrem ainda processo de sericitização de plagioclásio e cloritização dos grãos de biotita.

Ambas as unidades (Santo Aleixo e Bingen) estão cortadas por rochas de diferentes composições, das quais são citados o granito Suruí e Andorinhas (Penha *et al.* 1979).

Na Folha Itaboraí, a Unidade Santo Aleixo faz contato transicional com Unidade Santo Eduardo definida por Moutinho Costa *et al.* (1978), nas Folhas Cambuci, São Fidelis e Italva.

A Unidade Santo Eduardo na definição de Moutinho Costa *et al.* (1978) é caracterizada por migmatitos bem diferenciados, de caráter metatexítico, predominantemente estromático com melanossoma de hornblenda-biotita-microclina-plagioclásio gnaisses e leucossomas quartzo-feldspático. Há ainda domínios homogêneos com predomínio de gnaisses porfiroblásticos.

Na Unidade Santo Aleixo são citadas as presenças de quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Mineralogicamente, a granada é pouco freqüente, sillimanita ausente e a biotita é em geral verde. Os acessórios são a apatita, titanita, allanita, opaco e zircão.

Para alguns autores (Silva *et al.* 2000), a unidade Santo Aleixo corresponde à fácies marginal do Batólito da Serra dos Órgãos sendo constituída por granda-hornblenda-biotita granodiorito, rico em xenólitos de paragnaisse parcialmente fundido e assimilado (migmatito de injeção). Ainda são comuns nesta unidade intrusões tardias de leucogranito tipo-S.

Pesquisando os mapas geológicos do Estado do Rio de Janeiro, observou-se que a área foco neste trabalho já foi denominada na literatura como Unidade Santo Aleixo (Penha *et al.* 1989), Complexo Paraíba do Sul (Figura 6), Unidade Rio Negro (Figuras 7 e 8) e, atualmente, Complexo Rio Negro (Figura 9).

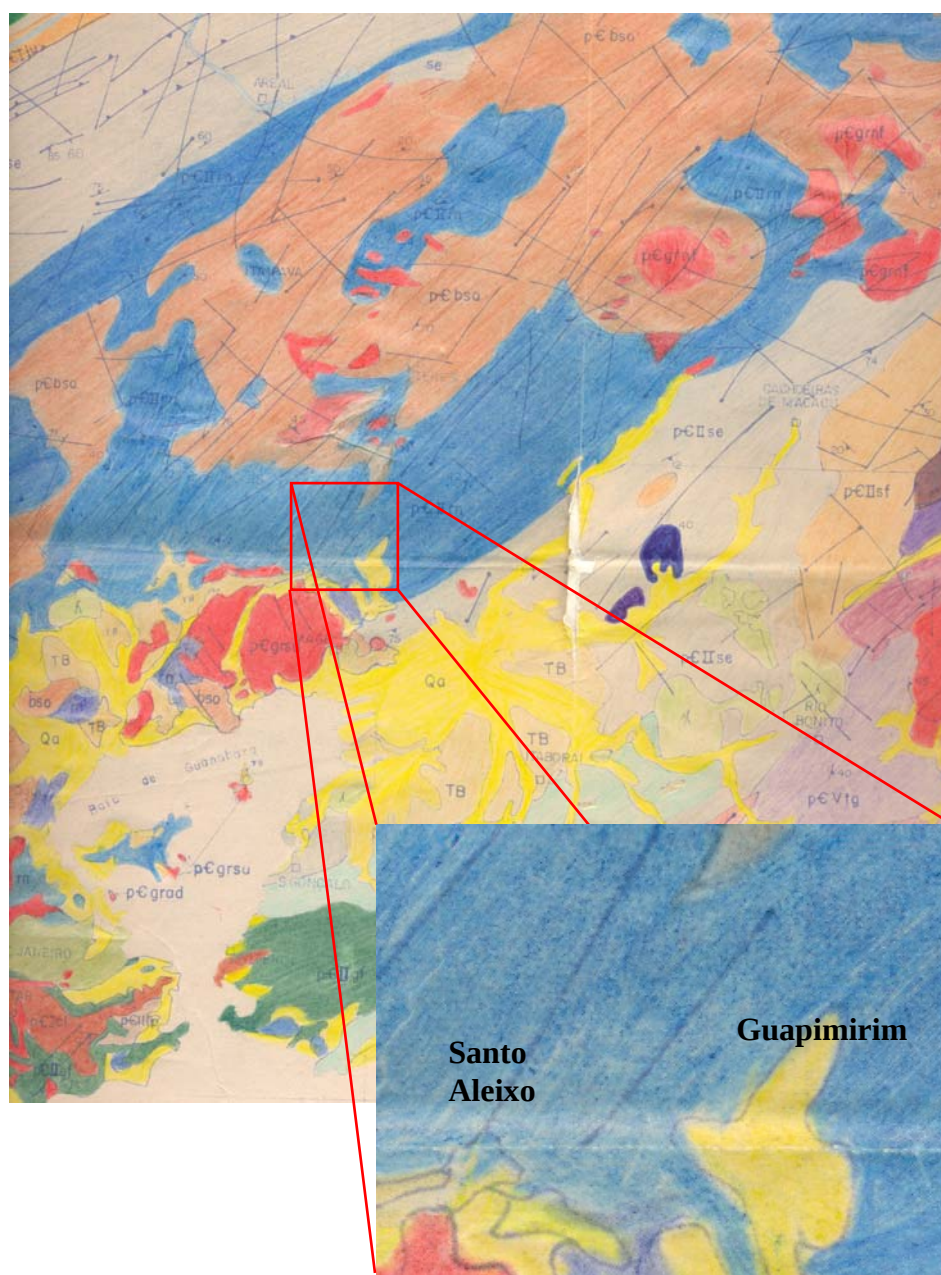


Figura 7: Mapa geológico 1:400.000 do Estado do Rio de Janeiro obtido da integração dos dados de mapeamento do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Neste mapa as rochas da área são tidas como pertencentes à Unidade Rio Negro. **Fonte:** Reis & Mansur, (1995).

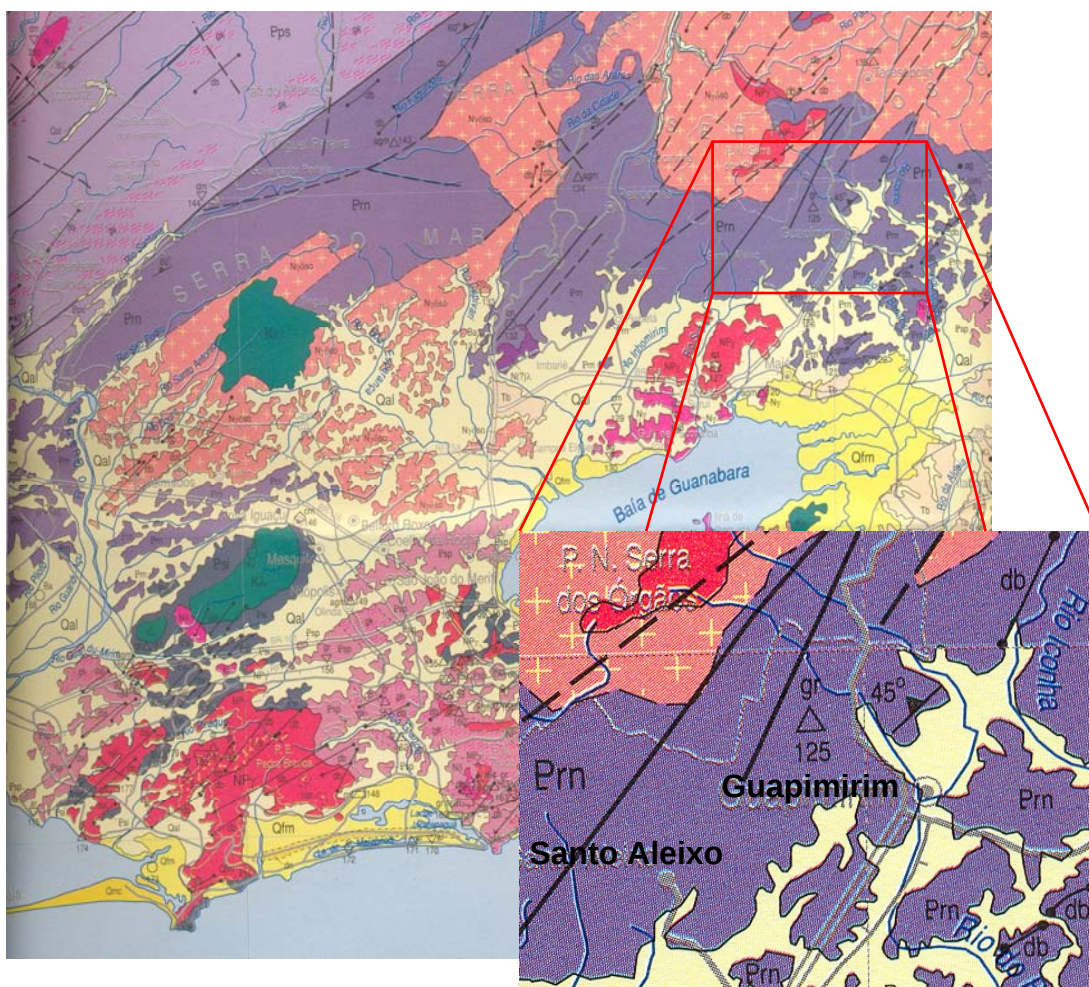


Figura 8: A área de estudo é denominada como Unidade Rio Negro no Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro escala 1:400.000, de Fonseca, (1998).

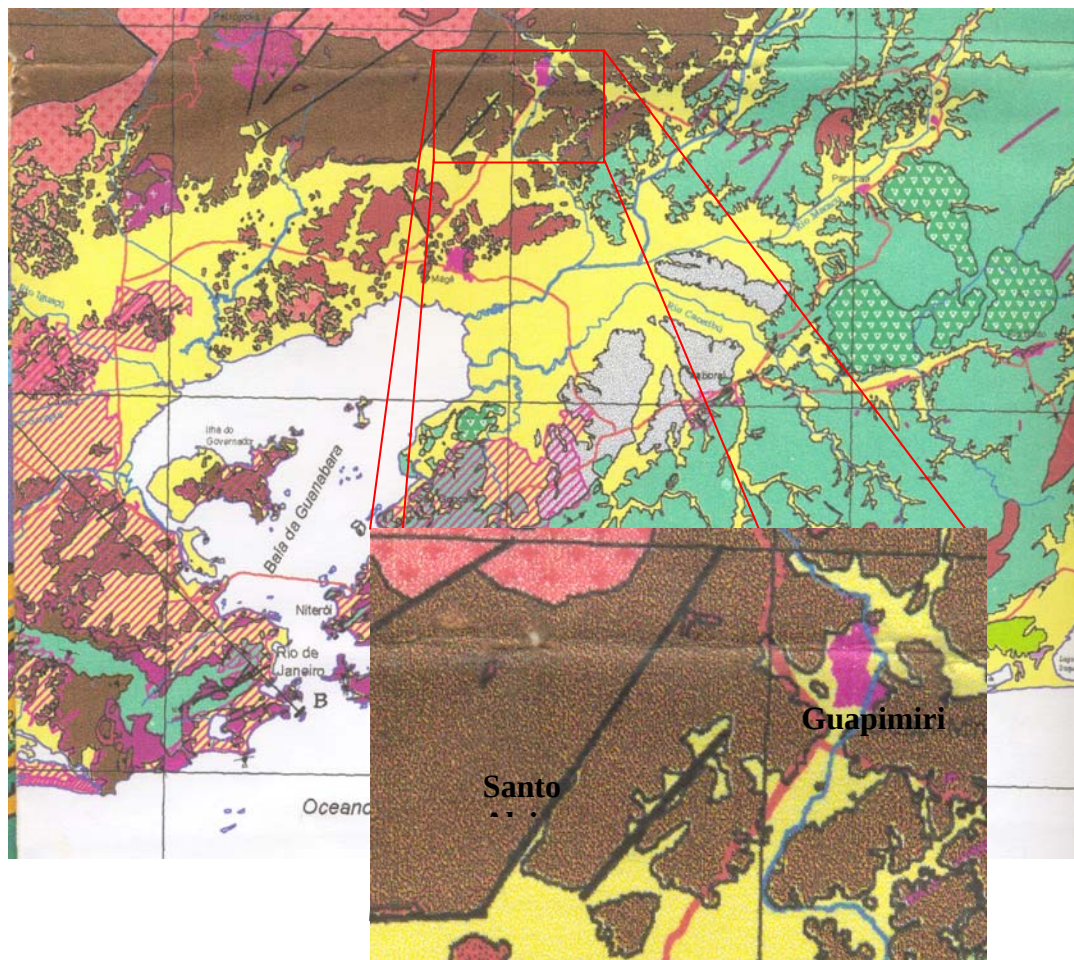


Figura 9: Em mapas mais recentes, como o Mapa tectônico do Estado do Rio de Janeiro (Tektos-FGEL/UERJ 2001_Não Publicado), a área é representada apenas pelo Complexo Magmático Rio Negro.

O que se pode observar nos mapas ora apresentados, apesar das diferentes escalas de detalhe é que a área de estudo, aparece caracterizada apenas por rochas da Unidade Santo Aleixo, que posteriormente passaram a ser inclusas na unidade Rio Negro que atualmente é denominada de Complexo Rio Negro.

2.5.4 Granitos pós-colisionais e Depósitos Pleistocênicos

Próximo ao domínio da Baixada Fluminense a Unidade Santo Aleixo é observada intrudida pelo Granito Suruí, que por sua vez pode ser comparado aos “granitos porfiróides” a oeste de Magé, citados por Rosier (1965). Trata-se de um granito orientado com megacristais de feldspatos de matriz quartzo diorítica de grão médio.

Além do Granito Suruí ocorre na região entre Santo Aleixo e Magé o Granito Andorinhas é correlaciona ao “granito cortado em faca” de Rosier, (1957) descrito como corpos tabulares horizontalizados, de um biotita granito, com tendência porfirítica, normalmente homogêneo que cortando o Granito Suruí em toda a área de ocorrência. Ambos os granitos são cortados por diques verticalizados de um leucogranito (granito rosa) e diabásios.

Os depósitos mais antigos, do Pleistoceno Inferior a Médio, são representados na região da Baixada Fluminense pela Formação Macabú descrita por Meis & Amador (1972; 1977) e que correspondem aos depósitos do “Grupo Barreiras”. Esta formação é constituída por uma sucessão de lentes e camadas pouco espessas de sedimentos arenosos, areno-argilosos, argilo-arenosos e argilo-sílticos, pouco consolidados e afossilíferos.

Os depósitos aluviais e coluviais do Pleistoceno Superior são representados pela formação Caceribú (Meis & Amador 1972; 1977). Estes depósitos podem ser observados particularmente, nas regiões de Inhomirim, Santo Aleixo, litoral de Magé, Imbariê, Piabetá e Citrolândia (depósitos aluviais antigos).

CAPÍTULO 3 - CARACTERÍSTICAS DE CAMPO E PETROGRAFIA DAS ROCHAS DA UNIDADE SANTO ALEIXO

Na localidade-tipo da Unidade Santo Aleixo foram identificados duas associações litológicas (Mapa Geológico-estrutural do ANEXO 1): gnaiss bandado a homogêneo e gnaiss com inclusões (porções máficas e félsicas). Ocorrem, subordinadamente, leucognaiss associado à migmatito, corpos de granito tardio e um dique de diabásio, além de depósitos aluvionares e um espesso manto elúvio-coluvionar. Em geral, estes gnaisses encontram-se fortemente intemperizados, e os melhores afloramentos ocorrem em cortes da estrada da BR-116 e em uma pedreira abandonada no bairro do Sertão.

A foliação principal dos gnaisses é atribuída ao episódio deformacional principal (D1+D2) reconhecida no Setor Central da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.* 2004). Veios leucossomáticos associados à intensa migmatização são paralelos às estruturas dessa fase. Zonas de cisalhamento subverticais e sistemas de fraturas e falhas estão associados aos episódios deformacionais tardios (D3+D4).

A área é marcada por uma mega dobra sinformal com traço do plano axial inferido no rumo NE-SW. Associada a essa dobra o aspecto estrutural mais marcante na área compreende a presença de uma foliação principal que segue o padrão regional da Faixa Ribeira, com *trend* NE (Foto 1). O mergulho das camadas medidas varia de baixo a médio ângulo, ora para SE ora para NW (Figura 11).

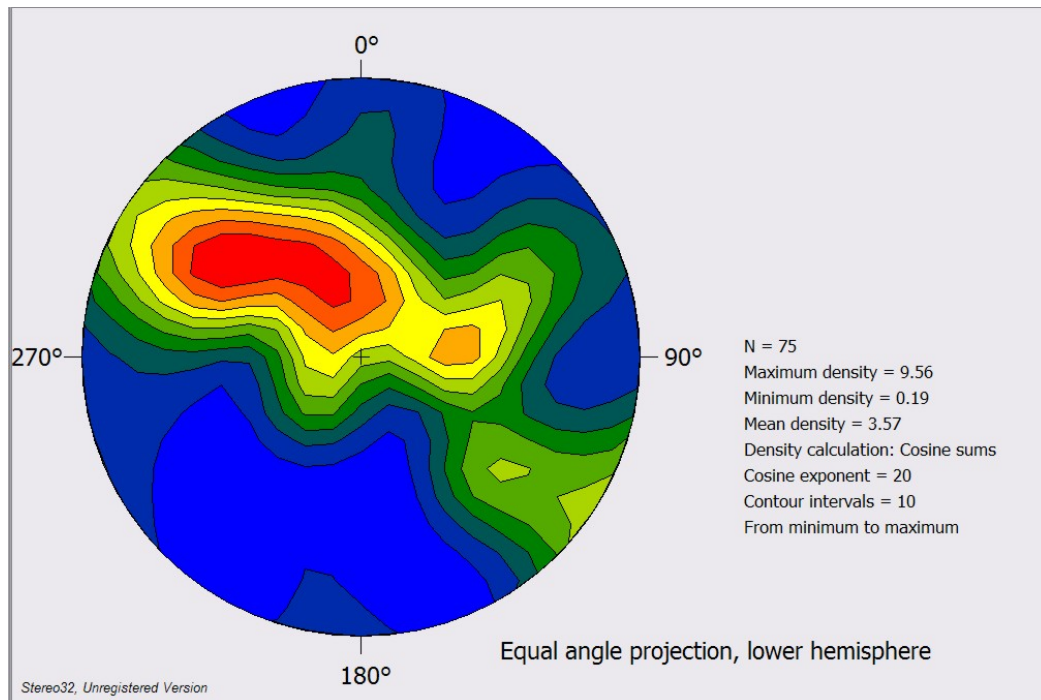


Figura 10: Distribuição das medidas de foliação. Há maior concentração de *strikes* NE e NW.

O eixo de dobra inferido em campo observado no estereograma apresentado acima afeta principalmente a foliação principal NE, ambos (foliação e dobra) são posteriormente, afetados por zonas de cisalhamentos, falhas e fraturas de fases deformacionais tardias.



Foto 1: Foliação principal com *trend* NE mergulho para NW observado no gnáissico bandado. Ponto PT-DD-10.

Veios de composição granítica com direção de mergulho NE e NW, subparalelos ou ortogonais à foliação são encontrados na maioria dos afloramentos (Foto 2). Estes veios são subparalelos ou encaixados a zonas de cisalhamento.



Foto 2: Veios subparalelos (N10E) e ortogonais (N70W) presentes no afloramento PT-DD-10.

Planos de cisalhamento subverticais com vergência para NW foram observados, principalmente, nos pontos PT-DD-10, PT-DD-35, PT-DD-36 e PT-DD-38 e apresentam *trends* NE e NW com veios preenchendo os planos de cisalhamento (S_{n+1}) e presença de forte arraste da foliação (Foto 3).

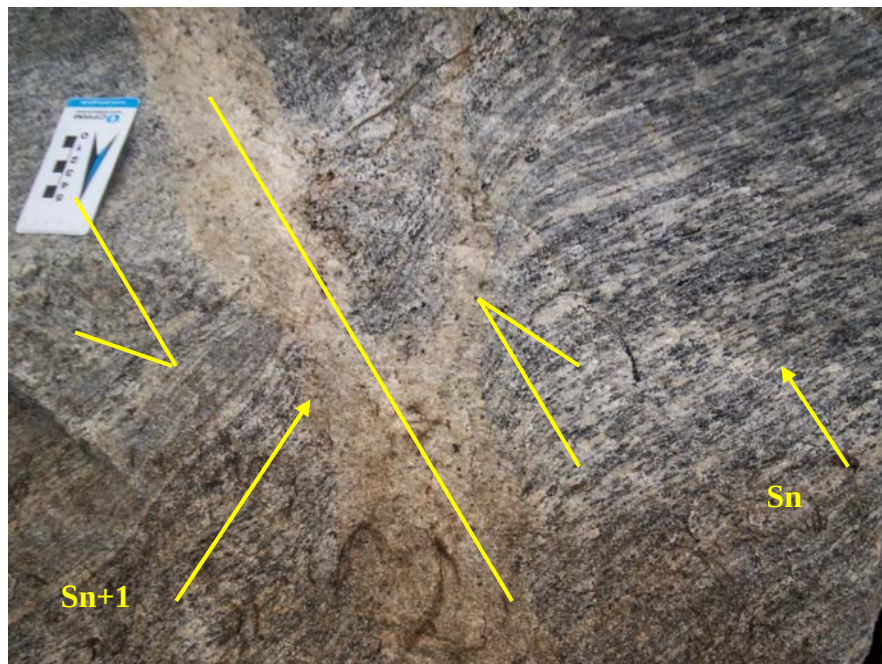


Foto 3: Plano de cisalhamento subvertical (Sn +1) com *trend* NW, cortando a foliação Sn de *trend* NE. Observa-se a presença de material félsico preenchendo o plano de cisalhamento bem como o arraste da foliação com *trend* NE. Ponto PT-DD-10.

Uma falha normal com movimento sinistral (Foto 4) também foi observada cortando a foliação e foi associada a uma fase deformacional D4. A orientação do plano de falha é na direção NNW associada a um mergulho íngreme para NE.



Foto 4: Falha normal com movimento sinistral e *trend* NW cortando a foliação principal (Sn).
Ponto PT-DD-10.

A presença de plano de cisalhamento subparalelos com forte arraste da foliação foi observada nos afloramentos dos pontos PT-DD-35, PT-DD-36 e PT-DD-38 (Fotos 5 e 6). O cisalhamento afeta até mesmo os veios que corta os gnaisses o que sugere uma fase deformacional ainda mais tardia. Essa relação foi observada no ponto PT-DD-36 (Fotos 7 e 8).

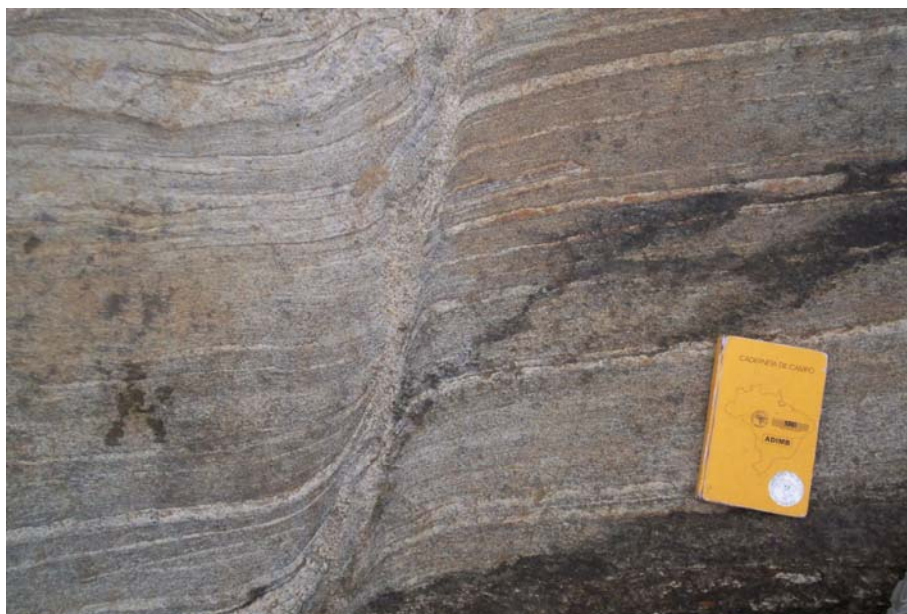


Foto 5 e 6: A primeira foto mostra planos subparalelos com mergulho de médio ângulo para NE (ponto PT-DD-35) enquanto a segunda foto mostra presença de um plano de cisalhamento com *trend* NW. (Ponto PT-DD-38).

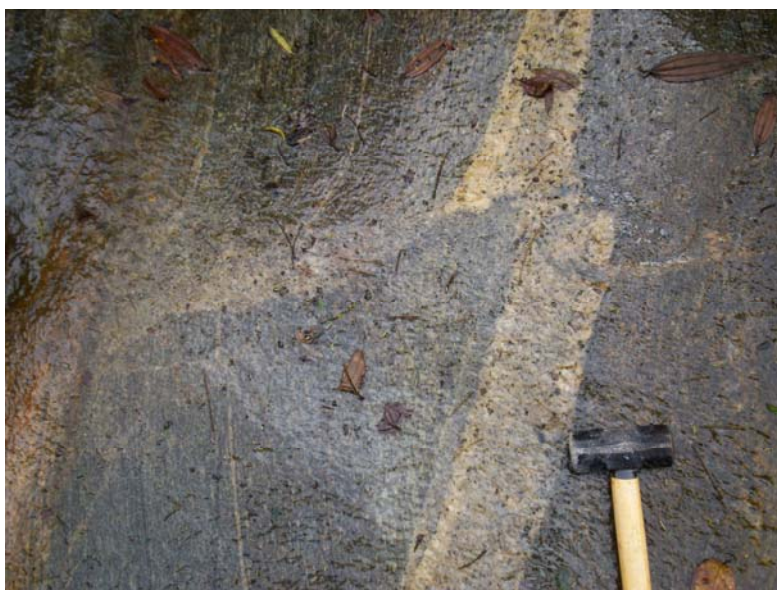
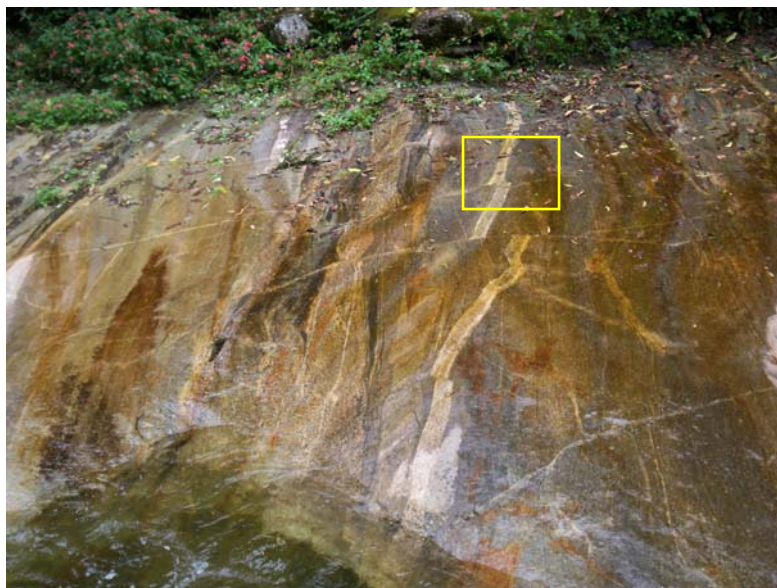


Foto 7 e 8: Veio fraturado por planos de cisalhamento NNE e mergulho para SW. Ponto PT-DD-36, cachoeira no bairro Barreira. Em seqüência, detalhe de mesmo veio.

3.1 GNAISSE BANDADO A HOMOGÊNEO

Em escala de afloramento, esta associação litológica da Unidade Santo Aleixo apresenta tipos bandados e homogêneos que mostram contatos gradacionais entre si. Na escala do mapeamento geológico 1:50.000 confeccionados neste trabalho (Ver mapa em Anexo I) há uma indicação das áreas com predominância de um tipo sobre outro (Ver mapa geológico-estrutural em Anexo I).

3.1.1 GNAISSE HOMOGÊNEO

O gnaiss homogêneo ocorre em maior proporção na área e apresenta maior grau de intemperismo, com exceção de alguns afloramentos em corte de estrada e leito de rio. Sua relação de contato com o gnaiss bandado é tida como transicional, através de intercalações dos dois tipos nos afloramentos observados.

O ponto PT-DD-04 (corte da estrada BR-116) deixa claro esta relação de contato. Neste ponto é possível observar uma gradação das porções mais homogêneas de um gnaiss equigranular de granulação média a um gnaiss de granulação mais grosseira que evolui a um gnaiss bandado. O registro do contato transicional não é nítido nas fotos tiradas neste ponto (Foto 9), pois o afloramento estava bastante molhado e encoberto por uma capa de alteração, que por sua vez não impediu a coleta de amostra incluindo uma para análise química (Foto 10).



Foto 9: Ponto PT-DD-04, corte em curva da rodovia BR-116 (pista sentido RJ), em frente à segunda entrada do Bairro de Parada Ideal.



Foto 10: Amostra do gnaiss homogêneo coletada para análise química (amostra PT-DD-04-D).

O ponto PT-DD-01, no viaduto da entrada do bairro de Parada Modelo, em Guapimirim, representa o gnaiss homogêneo típico, caracterizado em campo como sendo um biotita gnaiss leucocrático de coloração cinza equigranular e granulação média (Foto 11). Neste ponto em especial observou-se pontualmente, a presença de sulfetos. Associado a este gnaiss homogêneo há veios de material félsico (leucossoma ou granito tardio). Neste ponto foi coletada uma amostra para geoquímica (Foto 12).



Fotos 11: Detalhe da homogeneidade do gnaiss leucocrático cor cinza (PT-DD-1-C).



Foto 12: Amostra PT-DD-04-D selecionada para geoquímica. O veio foi retirado para a preparação da amostra.

O afloramento PT-DD-35, situado na margem esquerda do Rio Santo Aleixo, com cerca de 10 metros de extensão (Foto 13) representa o gnaiss homogêneo às vezes bastante foliado e às vezes mais homófono com foliação sutil.

Um perfil do afloramento mostra a presença de um gnaiss homogêneo equigranular de granulação média com bandas disruptas (Foto 14) com presença de leucossomas de composição granítica. Em seqüência tem-se um gnaiss bandado homogêneo com foliação mais marcada sendo que sua granulação é um pouco grosseira do que o habitual (Foto 15) e, por conseguinte, aparece novamente o gnaiss homogêneo só que com foliação pouco aparente (Foto 16). Veios e aplitos de composição félsica, milimétricos a centimétricos ocorrem cortando todo o afloramento (Foto 17).



Foto 13: Afloramento com cerca de 10 metros de extensão observado no leito do Rio Santo Aleixo, margem esquerda (Ponto PT-DD-35). Os números em destaque referem-se às fotos seguintes.



Foto 14: A primeira foto mostra o gnaiss com bandamento disrupto e leucossomas associados.



Foto 15: O gnaiss homogêneo com foliação mais evidente sendo cortado por veio quartzo-feldspático de dimensões centimétricas (Ponto PT-DD-35).



Foto 16 e 17: À esquerda o gnaiss homogêneo e veio pegmatítico centimétrico. À direita uma visão geral do afloramento destacando os veios e aplitos que cortam ambas os litotipos (Ponto PT-DD-35).

Foram coletadas 32 amostras do gnaiss homogêneo, das quais foram elaboradas 20 lâminas delgadas, 6 tabletes de rocha para tingimento e 4 análises químicas de rocha total.

Foram descritas 14 lâminas do gnaiss homogêneo e cuja composição foi classificada no diagrama QAP (Streckeisen 1976) que evidencia uma série petrográfica - magmática granodiorítica-granítica (Ver Figura 12 tabela 1) e ocorrência de tonalito restrito a apenas um ponto (PT-DD-38). Apenas uma amostra apresenta teor de quartzo abaixo de 20% (PT-DD-12-A) e uma amostra com teor maior que 30% (PT-DD-01-A)

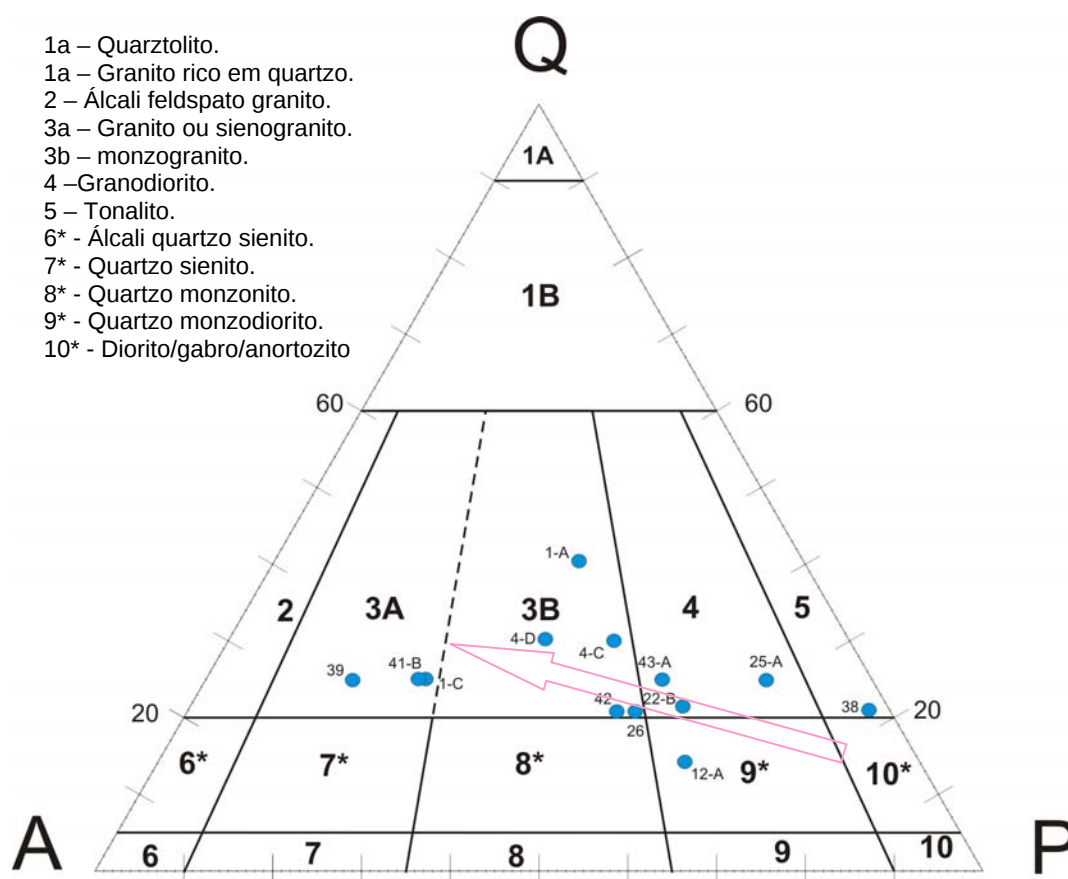


Figura 11: Classificação das amostras laminadas do gnaiss homogêneo com base no diagrama de classificação das rochas ígneas plutônicas, Streckeisen, (1976). A seta indica o *trend* composicional que varia de granodiorítico a granítico e com apenas um exemplar tonalítico.

Tabela 1: Relação das lâminas descritas referentes aos gnaisses homogêneos. As abreviaturas dos minerais encontram-se no apêndice 1.

Nº	Lâmina	Minerais essenciais						Minerais acessórios								Classificação
		qtz	micr	pla	ort	bio	hbl	ap	zir	opc	tit	all	clo	ser	mus	
1	PT-DD-1-A	40	25	35		10		tr	tr	tr			tr	tr	tr	<i>Biotita gnaiss de composição monzogranítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição granítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição monzogranítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição monzogranítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição quartzo monzodiorítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição granodiorítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição granodiorítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição monzogranítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição tonalítica</i> <i>Hornblenda-biotita gnaiss de composição granítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição granítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição monzogranítica</i> <i>Biotita gnaiss de composição granodiorítica</i>
2	PT-DD-1-C	25	42	21		12		tr	tr	tr			tr	tr	tr	
3	PT-DD-4-C	30	25	40		5		tr	tr	tr				tr	tr	
4	PT-DD-04-D	30	25	30		15		tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	
5	PT-DD-12-A	15	25	55		5		tr					tr	tr	tr	
6	PT-DD-22-B	20	20	30		10		tr	tr	tr			tr	tr	tr	
7	PT-DD-25-A	25	10	55		10		tr	tr					tr	tr	
8	PT-DD-26	20	25	45		10		tr	tr				tr	tr	tr	
10	PT-DD-38	25		60		15		tr	tr				tr	tr	tr	
11	PT-DD-39	25	45	13	2	2	3	tr	tr	tr		tr		tr	tr	
12	PT-DD-41-B	25	45	22		8		tr	tr	tr				tr	tr	
13	PT-DD-42	25	22	45	5	8		tr	tr	tr				tr	tr	
14	PT-DD-43-A	25	20	45		10		tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	

O gnaisse homogêneo é caracterizado pela presença de biotita de cor marrom clara a escura e ausência de hornblenda que, a princípio, só foi observada em apenas uma das amostras analisadas (PT-DD-39). Apresentam, predominantemente, textura granoblástica porfirítica. Os pórfiros são em sua maioria representados por quartzo, microclina e plagioclásio labradorita a andesina (An^{38-53}) em grãos maiores que 3 mm. A matriz, por sua vez, é representada por grãos anédricos a subédricos de granulometria fina a média e contatos lobulares.

A mineralogia principal é representada por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. O ortoclásio é pouco comum e não ultrapassa mais de 5% do volume total da rocha e, mesmo assim, só foi observado em apenas duas amostras (PT-DD-39 e PT-DD-41). Grãos de hornblenda foram observados em pequena proporção (3%) em apenas uma das 13 lâminas analisadas (Lâmina PT-DD-39).

Os acessórios comuns são apatita, opacos, zircão e, menos comumente a allanita. Os minerais secundários são sericita e muscovita formada a partir do plagioclásio e clorita formada a partir da biotita.

É comum a presença de lentes félsicas e aglomerados máficos. Os minerais máficos ocorrem mais dispersos ao que se refere ao conjunto geral observado em lâmina.

Os grãos de biotita ocorrem em palhetas isoladas e apresentam quase sempre pleocroísmo marrom claro a escuro, sendo menos comuns grãos com tons mais acastanhados. São em geral grãos subédricos a anédricos, contatos retos entre si e sinuosos com os minerais félsicos. É comum à presença de bordas corroídas quando em contato com grãos de quartzo.

O quartzo é anedral, amebóide, às vezes fitado ou formando agregados em lentes félsicas. O contato do quartzo com os demais minerais é do tipo côncavo, englobando ou corroendo os demais minerais. Isso ocorre, através dos planos de clivagem dos grãos de biotita e/ou através dos espaços intergranulares. Apresenta ainda extinção ondulante e alguns grãos também aparecem fraturados. Tais características podem ser associadas a processo de

mobilização, e posterior deformação. Ocorre menos comumente a inclusão de gota de quartzo em grãos de microclina e plagioclásio. Ainda pode ser observado quartzo em textura mirmequítica.

O feldspato potássico é representado unicamente pela microclina. Os grãos de microclina e plagioclásio possuem granulometria média 1 a 2 mm e compõem a matriz, mas há também megacristais de microclina de até 4 mm.

O plagioclásio é subédrico a anédrico poiquelítico com biotita, zircão e apatita inclusos (Fotos 18 e 19). A geminação é marcada por lamelas finas, às vezes descontínuas.

Os grãos de apatita e zircão são euédricos e ocorrem associados aos minerais opacos e como inclusão em plagioclásio e microclina.

A sericitização de feldspatos (Foto 20) e formação de muscovita secundária, além de cloritização de biotita, é o processo de alteração hidrotermal-metamórfica mais comum.



Foto 18: Grão de plagioclásio subédrico com núcleo alterado. Polarizados cruzados. Lâmina PT-DD-4-C.

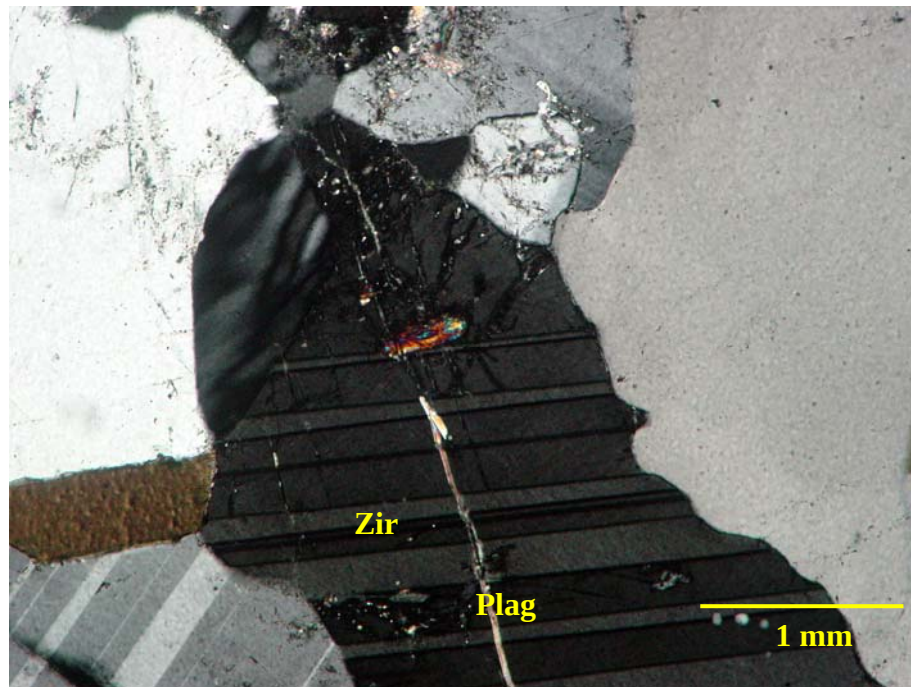


Foto 19: Grão de zircão incluído em plagioclásio. Polarizadores cruzados. Lâmina PT-DD-4-C.

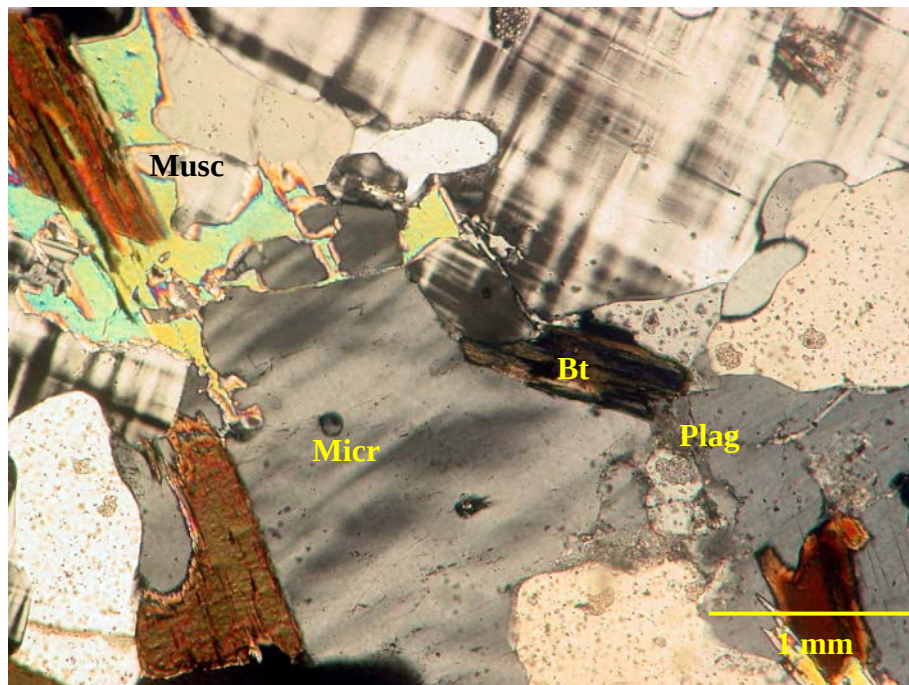


Foto 20: Grãos de plagioclásio, biotita (grão central cloritizado) e muscovita secundária (Polarizadores cruzados). Lâmina PT-DD-01-C.

A amostra PT-DD-39 que representa um hornblenda-biotita gnaiss de composição granítica, contém além de biotita, grãos de hornblenda, sendo que ambos os minerais citados ocorrem associados a minerais opacos (Foto 21).

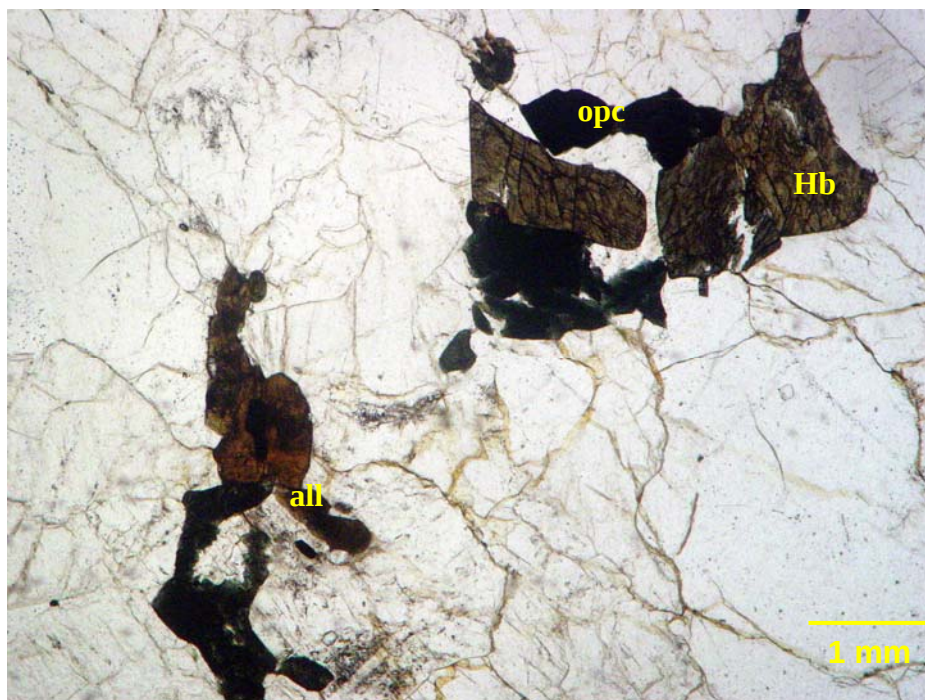


Foto 21: Grãos de hornblenda associados com opacos e allanita. Polarizadores descruzados.

A textura se preserva como sendo granoblástica, porfirítica, os contatos lobulares e os grãos subédricos a anédricos, com granulometria variando de média a grossa sendo os pórfiros representados por grãos de quartzo maiores que 5 mm.

Os grãos de quartzo são anédricos e com extinção ondulante.

Os grãos de plagioclásio possuem geminação pouco aparente, com lamelas finas e descontínuas. São em geral poiquelíticos com biotita, quartzo e opacos inclusos.

Alguns poucos grãos de ortoclásio e plagioclásio pela extinção reta. São grãos límpidos, mas alguns contem fraturas.

Os grãos de microclina são subédricos a anédricos e com geminação Tartam difusa (Foto 22). Às vezes também aparecem poiquelíticos, com grãos de zircão inclusos.

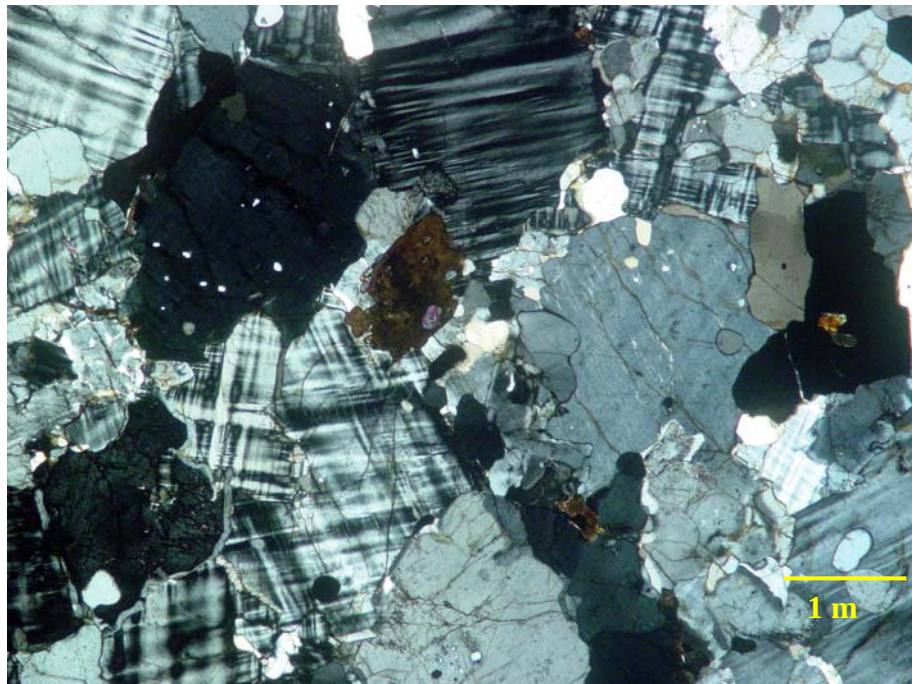


Foto 22: Grãos de microclina com geminação difusa. Polarizadores cruzados. Lâmina PT-DD-39.

Os grãos de allanita aparecem dispersos com auréola de reação típica deste mineral (Foto 23). É comum a presença de opacos em seu entorno. Há também a presença de mirmequita (Foto 24).

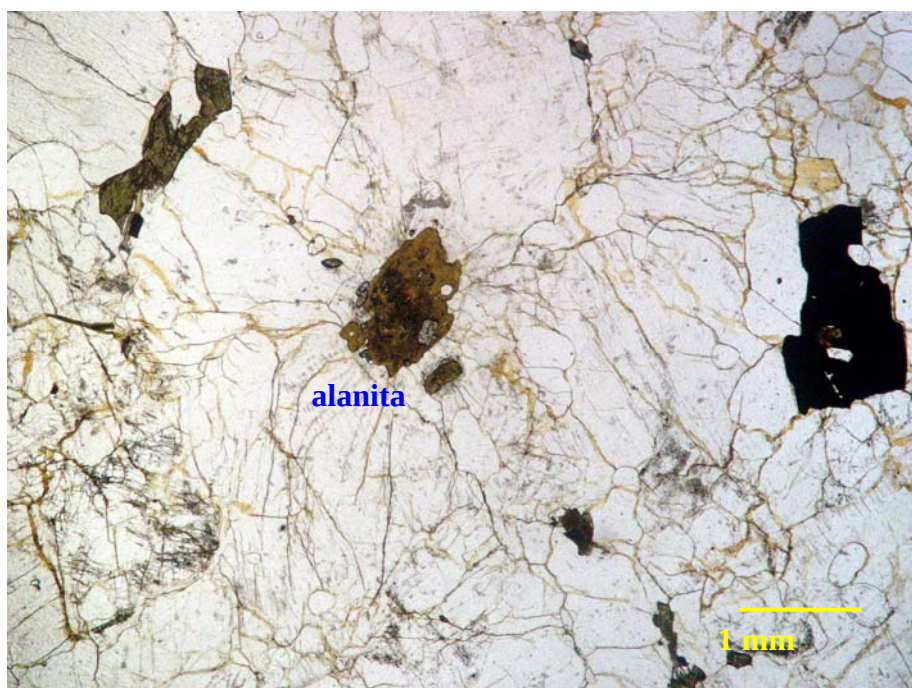


Foto 23: Fraturamento radial provocado pelo processo metamítico do grão de allanita. Polarizadores descruzados. Lâmina PT-DD-39.



Fotos 24: Presença de mirmequita. Polarizadores cruzados. Lâmina PT-DD-39.

A lâmina PT-DD-42 do biotita gnaiss de composição monzogranítica mostra os grãos de biotita aliados e orientados (Foto 25) gerando a foliação.

Esta lâmina em especial apresenta duas porções distintas do gnaiss. Uma banda com composição mais álcali granítica (Foto 26), com presença de microclina, e uma banda com maior proporção de plagioclásio e no lugar da microclina o ortoclásio (Foto 27). Ambas as bandas possuem textura granoblástica e contatos lobulares.

Os grãos de quartzo, plagioclásio e microclina aparecem com fraturas, alterados, poiquilíticos com biotita inclusa. Os grãos de plagioclásio ocorrem às vezes com geminação pouco aparente.

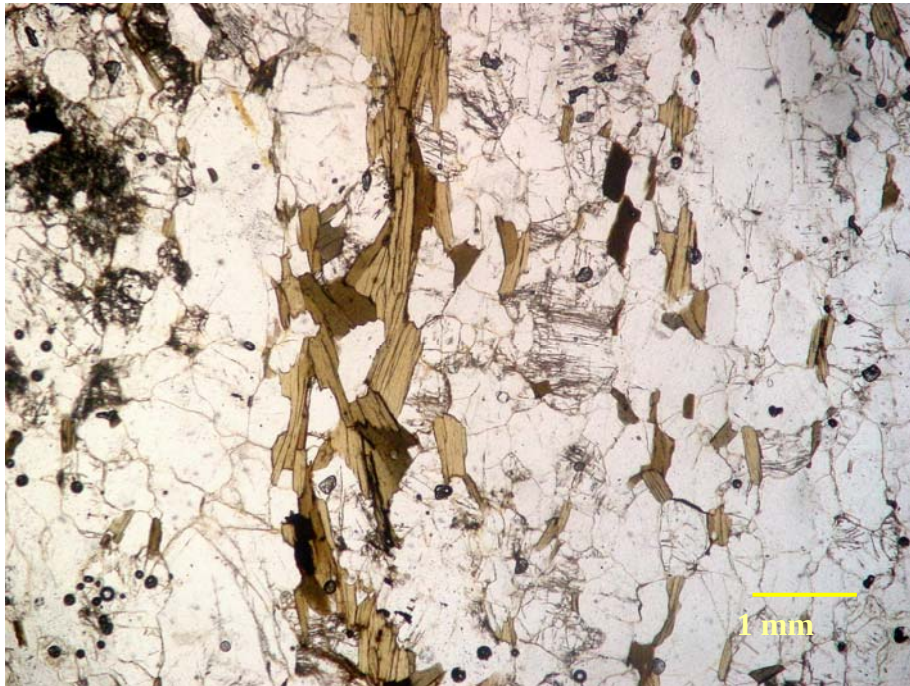


Foto 25: Biotitas agrupadas e aliadas dividindo duas bandas composicionais (álcali granítica e monzogranítica). Polarizadores descruzados. Lâmina PT-DD-42.

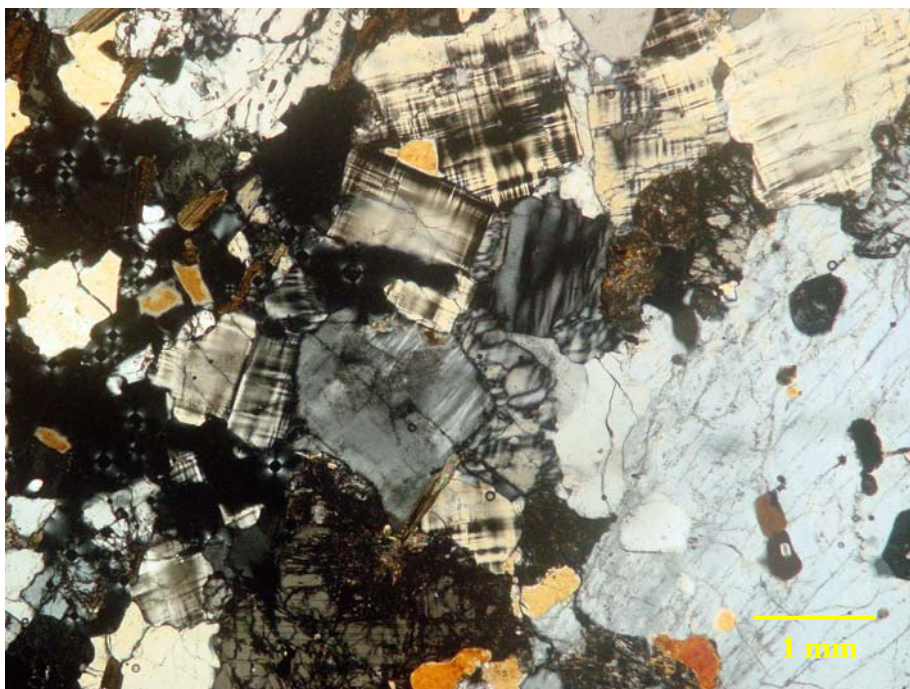
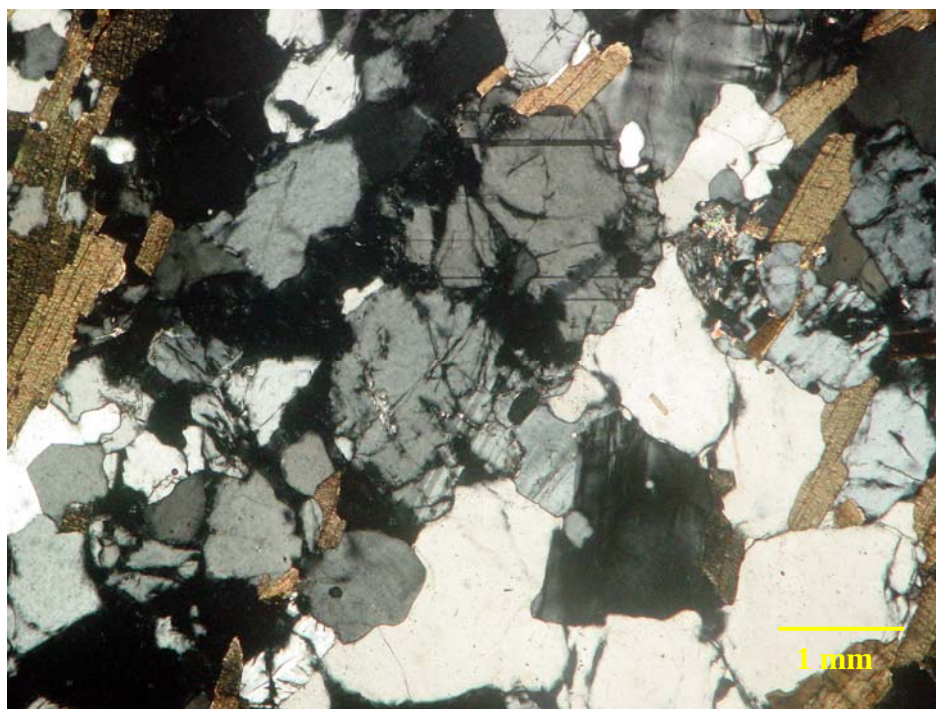


Foto 26: Banda álcali granítica. Polarizadores cruzados. Lâmina PT-DD-42.



Fotos 27: Banda granítica. Polarizadores cruzados. Lâmina PT-DD-42.

Algumas amostras do gnaiss homogêneo foram tingidas para análise dos feldspatos e os resultados mostram que microclina e/ou ortoclásio (cor amarela) podem não estar presentes (Figura 28) enquanto que plagioclásio (cor rosa) ocorre em maior proporção. Já o quartzo é bastante variável (cor cinza).

A amostra tingida PT-DD-01-C (Foto 28a) mostra que o gnaiss homogêneo apresenta um bandamento composicional que a princípio não é tão visível em afloramento, mas que se mantém no corte da amostra. As amostras PT-DD-04-A, PT-DD-04-B, PT-DD-04-C e PT-DD-04-D mostra variações do gnaiss homogêneo em termos composição com destaque a amostra PT-DD-04-A que mostra ausência de k-feldspato, o mesmo pode-se dizer da amostra PT-DD-38. Essas duas amostras em questão seriam classificadas como sendo de composição tonalíticas.

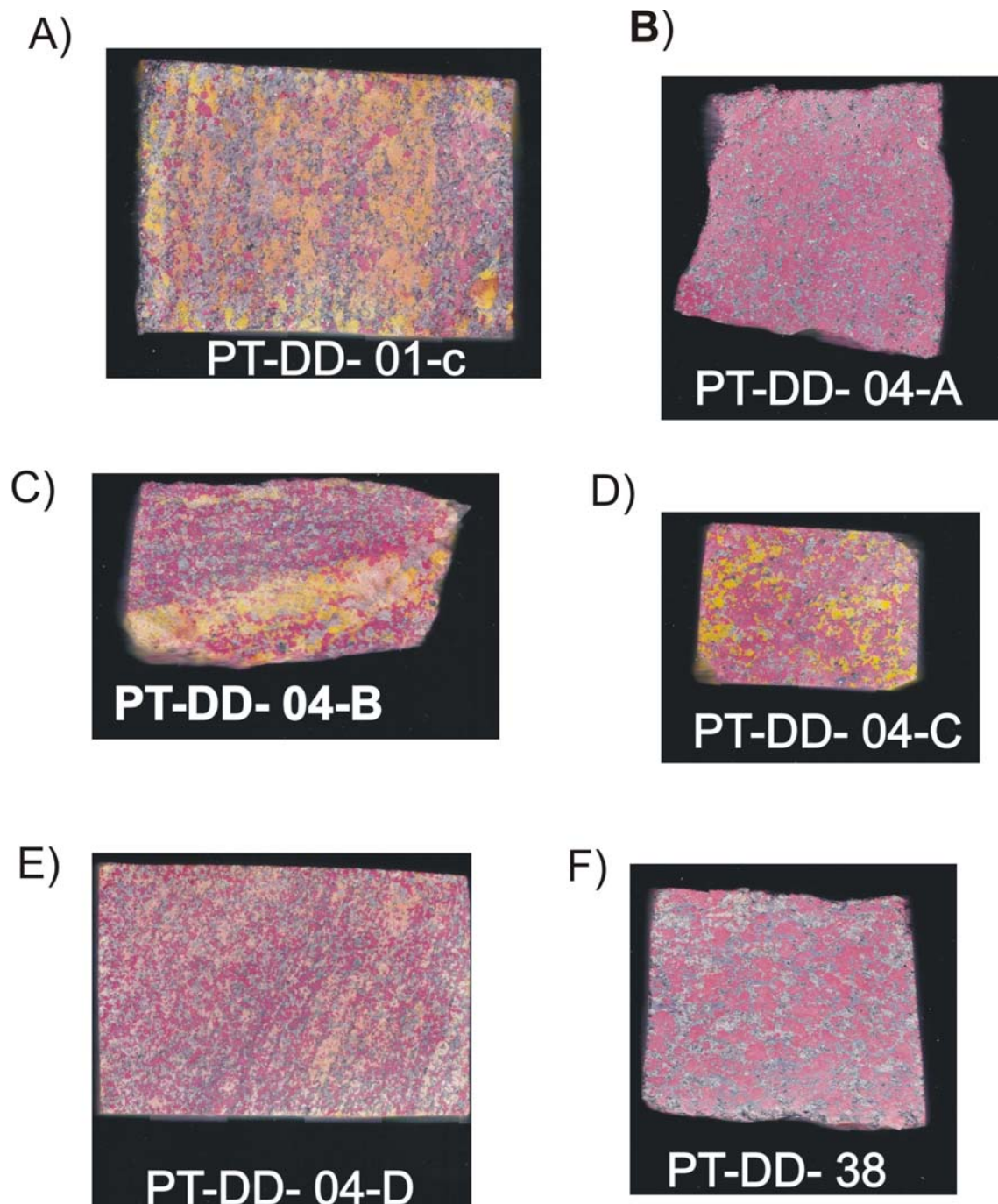


Figura 12: Sequência de tabletes do gnaiss bandado tingidos para análise da presença de feldspatos. A cor amarela indica a presença de feldspato potássico, a rosa o plagioclásio e o cinza o quartzo.