



UFRJ

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES DE GRANITO E DE ROCHAS
METABÁSICAS NO SUL DO ESPIRITO SANTO - CACHOEIRO DE ITAPIMIRIM

Deonel Mandu Izaque

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

Orientadores: Cicera Neysi de Almeida
Edson Farias Mello

RIO DE JANEIRO
JANEIRO DE 2010

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES DE GRANITO E DE ROCHAS
METABÁSICAS NO SUL DO ESPIRITO SANTO - CACHOEIRO DE ITAPIMIRIM

Deonel Mandu Izaque

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

Orientadores: Cicera Neysi de Almeida
Edson Farias Mello

Aprovado por:

Prof. Cicera Neysi de Almeida, D.Sc.

Prof. Júlio César Mendes, D.Sc.

Geólogo Cláudio Ramalho

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
JANEIRO DE 2010

Izaque, Deonel Mandu

Caracterização Petrográfica dos Diques de Granito e de Rochas Metabásicas no Sul do Espírito Santo - Cachoeiro de Itapemirim / Deonel Mandu

Izaque - Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2009.

XII, 50 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Cicera Neysi de Almeida e Edison Farias de Mello.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

1. Petrografia. 2. Granitos. 3. Metabásicas. 4. Espírito Santos. I. Cicera Neysi de Almeida *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Graduação em Geologia. III. Título.

Aos meus pais, Maria e Izaque, por sempre
me apoiarem na realização deste sonho.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por tudo que representa em minha vida. Sou grato também a todos que direta ou indiretamente colaboraram na realização deste estudo.

Aos meus pais, Maria e Izaque, a minha noiva e companheira Aretha e aos meus irmãos, pelo amor incondicional, carinho e respeito sempre demonstrado e especialmente pelo apoio e compreensão nos momentos de ausência.

À responsável pelos alunos convênio PEC-G, Sonia Regina pela constante orientação, carinho, incentivo e paciência.

À professora Dra. Cícera Neysi de Almeida (IGEO/UFRJ), pela orientação, constante disponibilidade e condução técnica durante a confecção deste estudo, muito obrigado pelo seu apoio, incentivo e paciência.

Ao professor Dr. Edson Farias Mello (IGEO/UFRJ), pela orientação e por todo apoio institucional, financeiro e tecnológico.

Ao Laboratório de Laminação (IGEO/UFRJ), por toda infra-estrutura disponibilizada. Agradeço a todos os funcionários e amigos do Instituto de Geociência, que também contribuíram para a finalização desta pesquisa, em especial ao técnico Tarcísio pelo excelente trabalho de laminação.

Aos amigos que acompanharam ao longo de todo o caminho percorrido, em especial, Jeldes Major, Mariana Meirelles, Natacha Rocha, Plínio Cancio, Iuri Fernandes, Regina Dias, Leonildo Costa.

A Júlio César Mendes e Cláudio Ramalho, por terem aceitado integrar a banca examinadora.

Agradeço à Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), pela oportunidade, e a Divisão de Assistência ao Estudante (DAE), pela concessão de bolsa de estudos durante a graduação.

RESUMO

IZAQUE, Deonel Mandu Caracterização Petrográfica dos Diques de Granito e de Rochas Metabásicas no Sul do Espírito Santo. Ano 2010, 41 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente trabalho trata da caracterização petrográfica dos diques de granitos e de rochas metabásicas, localizadas no sul de Espírito Santo, Cachoeiro de Itapemirim que se inserem no contexto geológico e geotectônico da Faixa Ribeira. O resultado foi o reconhecimento de dois tipos de granitos, sienogranito e monzogranito, e a identificação de duas fácies metamórficas para as rochas metabásicas, fácies granulito e anfibolito, com caráter retrometamórfico à fácies xisto verde. Os diques de rochas metabásicas exibem o mesmo padrão de dobramento que mármore e ocorrem sempre concordantes em todos os domínios da área sugerindo que são contemporâneos em relação aos eventos deformacionais e metamórficos. Os granitos exibem evidências de deformação incipiente, encontrando-se alojados ao longo de fraturas nas encaixantes, mostrando que são mais novos que as rochas metabásicas e o mármore encaixante. Rochas metabásicas, mármore e granitos têm suas gêneses relacionadas ao Ciclo Brasileiro. As rochas metabásicas e os mármore são provavelmente deformacionais, enquanto que os granitos são provavelmente pós a tardi-tectônicos em relação a este ciclo.

Palavras-chave: Petrografia, Granitos, Metabásicas, Maciço Carbonático, Cachoeiro de Itapemirim.

ABSTRACT

IZAQUE, Deonel Mandu Caracterização Petrográfica dos Diques de Granito e Anfibolito no Sul do Espírito Santo. 2009.XX, XX p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The present work is about the petrographic characterization of granite and metabasic rocks occur in dikes and located in the south of Espírito Santo state, Cachoeiro de Itapemirim that if inserted in the geologic and geotectonic context of the Ribeira Belt. The result was the recognition of two types of granites, syenogranite and monzogranite, and the identification of two facies for the metabasics rocks, facies granulite and amphibolite, retrometamorphosed to facies greenschist. The metabasics rocks show similar folded standard that marbles and always occur concordant in all the domain of the area suggesting that they are contemporaries with deformational and metamorphic events. The granites show evidences of incipient deformation, located in fractures suggesting that are younger than the metabasic rocks and host marble. Metabasics rocks, marbles and granites are related to the Brasiliano Cycle. The metabasics dikes and marble are probably syntectonic while the granites are probably pos to tarditectionics in relation to this cycle.

Key words: Petrography, Granites, Metabasic rocks, Carbonatic Massive, Cachoeiro de Itapemirim.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Imagem de satélite mostrando a área de estudo, delimitada pelo polígono azul (Fonte: Maps Google).	2
Figura 2.1 – Mapa de subdivisão do sistema orogênico Mantiqueira (Heilbron <i>et al.</i> , 2004).....	7
Figura 3.1 – Afloramentos de mármore calcíticos/dolomíticos bandados na frente de lavra da Pedreira Santa Clara (Alto Gironda – ES).	18
Figura 3.2 – A, C- Escarnitos no contactotransicional entre mármore rochas metabásicas. B, D-Escarnito no contacto transicional entre mármore-granito: Pedreira Santa Clara (Alto Gironda – ES).....	19
Figura 3.3 – Gnaisses: A – anfibólio-biotita gnaisse com foliação principal dobrada. C – anfibólio-biotita gnaisse, B – biotita gnaisse, D – granito.	21
Figura 3.4 – Dique de rocha metabásico exibindo dobras isoclinais e apertadas, intrudido no marmore: Pedreira Mocal (Vargem Alta – ES).	22
Figura 3.5 – Dique de rocha metabásico intrudido no mármore exibindo padrão de dobramento recumbente: Pedreira Provale (Alto Moledo – ES).....	23
Figura 3.6 – Dique de granito intrudido no mármore: Pedreira Mocal (Vargem Alta – ES).....	24
Figura 3.7 – Fotomicrografia, mostrando a mineralogia daa fácies monzogranito: A,C – quartzo, plagioclásio e microclina (luz polarizada paralela (LPP)-A, luz polarizada cruzada (LPC)-C . B, D – quartzo, plagioclásio, microclina e anfibólio, titanita (luz polarizada cruzada (LPC)-B, luz polarizada cruzada (LPC)-D.	27
Figura 3.8 – Fotomicrografia, mostrando a mineralogia da fácies sienogranítico: A, C – quartzo, plagioclásio, microclina, no centro allanita como acessório (luz polarizada paralela (LPP) – A, luz polarizazada cruzada (LPC))– C. B, D – quartzo, microclina, e biotita (luz polarizada paraleza (LPP)-B, luz polarizada cruzada (LPC)) – D.	29
Figura 3.9 – Fotomicrográfia, mostrando mineralogia principal da facies sienogranítico, quartzo, plagioclásio, micriclina bitita.Todas exibindo mimerquita (luz polarizada cruzada – LPC).....	30

Figura 3.10 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) mostrando a classificação das rochas graníticas.	31
Figura 3.11 – A, B) Fotomicrografia, indicando a textura do granulito, reconhecendo facilmente, clinopiroxênio com coloração verde, com inclusão parcial de titanita (luz polarizada paralela – LPP) . C, D) escapolita com cor de interferência vermelho de 2ª ordem, titanita, cpx incluindo parcialmente ttn, e opacos (luz polarizada cruzada – LPC).....	33
Figura 3.12 – Grafico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas hornblenda + plagioclásio + cpx + opx; Modificado de O’Brien & Rötzler (2003).	34
Figura 3.13 – Fotomicrografia, indicando a textura dos anfibolitos, reconhecendo facilmente biotita com pleocroísmo marrom e hornblenda com pleocroísmo verde. LPP e LPC.....	36
Figura 3.14 – Fotomicrografia, mostrando minerais principais, hornblenda, plagioclásio, podendo ser facilmente reconhecido duas fraturas na A e C, onde percolou os fluídos provocando alteração dos minerais principais. B e D no centro, aglomerados de minerais de alteração indicando retrometamorfismo, tremolita, calcita e clinozoizita. LPP e LPC.	37
Figura 3.15 – Grafico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas biotita + hornblenda + plagioclásio + ou - cpx; Modificado de O’Brien & Rötzler (2003).....	38

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Composição modal da fácies monzogranito.....	27
Tabela 3.2 – Composição modal dos fácies sienogranito.....	30
Tabela 3.3 – Tabela de composição modal da rocha metabásica.....	38

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	x
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Apresentação e Objetivos.....	1
1.2 – Localização da área de estudo.....	1
1.3 – Aspectos Fisiográficos da Área	2
1.4 – Metodologia do Trabalho	3
1.4.1 – Levantamento Bibliográfico	3
1.4.2 – Atividades de Campo.....	3
1.4.3 – Atividades de Escritório	3
2 – GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1 – Evolução Geotectônica da Província Mantiqueira	6
2.2 – Faixa Ribeira.....	7
2.2.1 – Granitos do Sul do Estado do Espírito Santo	12
2.2.1.1 – Complexo Intrusivo de Várzea Alegre	12
2.2.1.2 – Complexo intrusivo de Santa Angélica	12
2.2.1.3 – Complexo Intrusivo Castelo.....	13
2.2.5 – Complexo Intrusivo Pedra Azul	14
2.2.6 – Complexo Intrusivo Conceição de Muqui	15
2.2.7 – Complexo Intrusivo Mimoso do Sul	15
2.2.8 – Maciço de Venda Nova.....	16

3 – GEOLOGIA LOCAL	17
3.1 – Aspectos de Campo	17
3.1.1 – Mármore	17
3.1.2 – Escarnitos	18
3.1.3 – Gnaisses	20
3.1.4 – Rochas Metabásicas	21
3.1.5 – Granitos	23
3.2.1 – Granito	25
3.2.1.1 – Fácies Monzogranito	25
3.2.1.2 – Fácies Sienogranito	28
3.2.2 – Rochas Metabásicas	31
3.2.2.1 – Granulito	32
3.2.2.2 – Anfibolito	34
4 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
ANEXO 1 - TABELA DE PONTOS	47
ANEXO 2 – MAPA DE PONTOS	50

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação e Objetivos

O Estado do Espírito Santo destaca-se no cenário nacional como o maior produtor de rochas ornamentais (47% da produção interna do país), sendo responsável por 56% da extração de granitos e 75% de mármore (MEC, 2007; ABIROCHAS, 2006).

Nos municípios de Itaoca, Gironda, Alto Gironda, Vargem Alta, região do estado, encontram-se em atividades dezenas de pedreiras de mármore que é explorado como rochas ornamentais e para fins industriais. Encontram-se intrudidos nesses mármores diques de rochas granitóides e de rochas metabásicas, os quais tem sido pouco estudados, sendo restritos os trabalhos que abordam suas características petrográficas / metamórficas, relação no tempo feições nos contatos intrusivos /encaixante (por exemplo Evangelista *et al*, 2000).

Por conseguinte o presente trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica dos corpos félsicos e máficos intrudidos nos mármores, pretendendo-se assim aprofundar o conhecimento sobre as rochas em questão, visando contribuir em um melhor entendimento dos eventos ígneos e metamórficos na região sul de Espírito Santo.

1.2 – Localização da área de estudo

A área estudada (Figura 1.1) situa-se no sul do Estado de Espírito Santo a 120 km de Vitória, Capital de Estado, limitada pelos meridianos 40°30' e 42°00', a oeste e paralelos 20°00' e 21°00' de latitude sul. O melhor acesso para área, a partir da cidade do Rio de Janeiro é a rodovia BR-101 (Rio Santos).

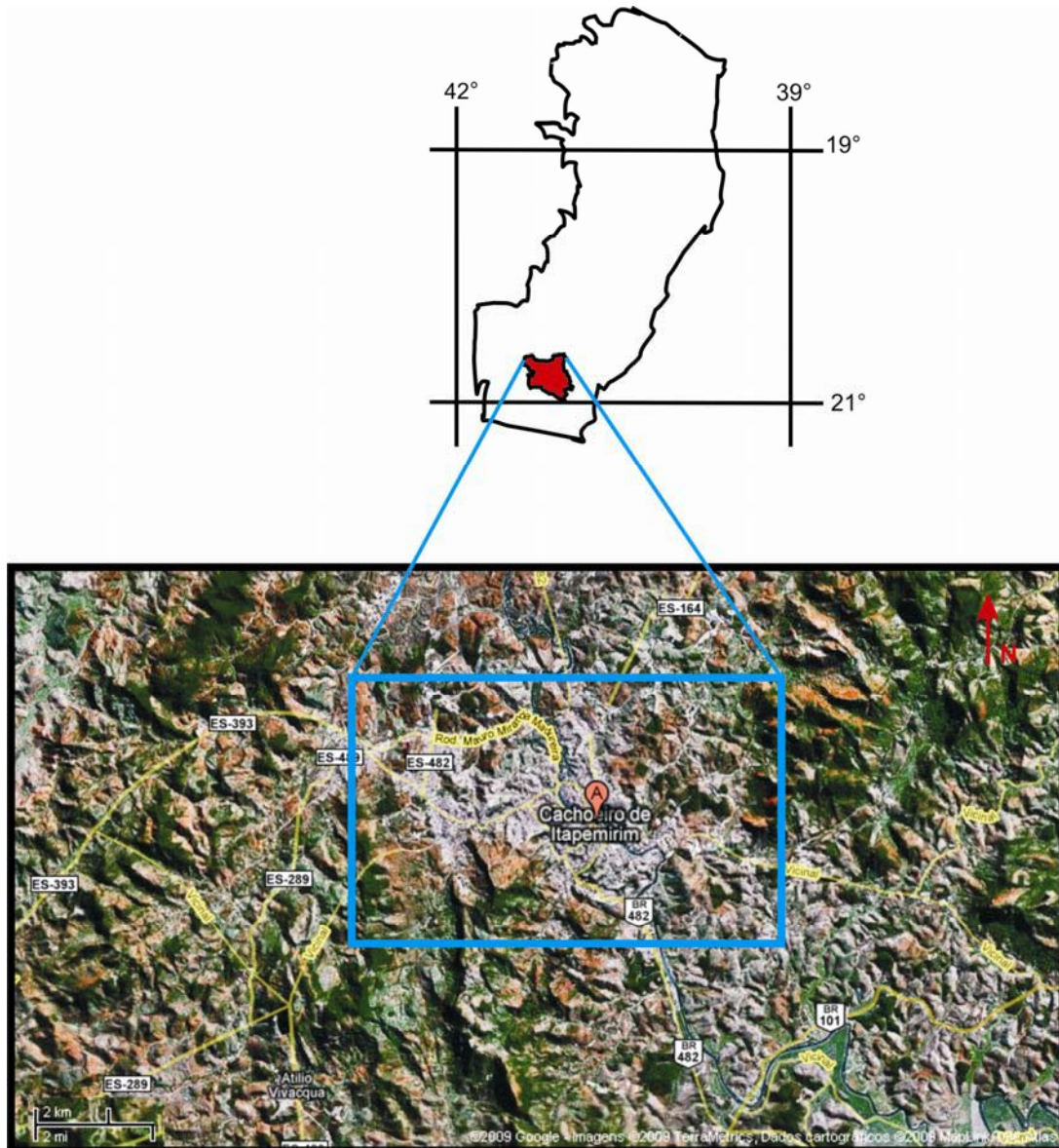


Figura 1.1 – Imagem de satélite mostrando a área de estudo, delimitada pelo polígono azul (Fonte: Maps Google).

1.3 – Aspectos Fisiográficos da Área

A área de estudo apresenta uma vegetação primária em estado avançado de devastação, podendo ser observado uma pequena quantidade nas regiões mais elevadas. Nesta região predomina um clima quente e úmido com variações locais para semi-úmido de quatro e até cinco meses. O índice pluviométrico anual varia de 1.000 mm a 1.200 mm com maior concentração nos meses de novembro e março. A rede hidrográfico é formada pelo rio Itapemirim, bem como seus, vários afluentes e subafluentes (Vieira, 1997).

1.4 – Metodologia do Trabalho

A metodologia utilizada no presente trabalho constitui-se em quatro etapas, que são apresentados abaixo.

1.4.1 – Levantamento Bibliográfico

Esta etapa do trabalho constituiu-se do levantamento de trabalhos anteriormente realizados sobre a geologia regional e local como também das publicações que abordam os temas em estudo.

1.4.2 – Atividades de Campo

O trabalho de campo contou com o apoio da Carta Geológica (CPRM) - Folha Cachoeiro de Itapemirim, na escala de 1: 250.000 (Vieira, 1997) e com Imagens Aster.

Durante a etapa de campo, foi feito um mapeamento de detalhe nas frentes de lavras de cinco (5) pedreiras de mármore, entre elas uma com sua exploração voltada para fins ornamentais (Santa Clara) e quatro de moagem (Santa Clara, EDK, PROVALE, MIBITA, MOCAL). Neste momento foi realizada a descrição preliminar dos tipos litológicos identificados, dando ênfase à variação litológica das encaixantes; procedeu-se o levantamento dos dados estruturais tais como atitudes e foliações, variações de colorações nas rochas encaixantes e por fim coletas das amostras para posterior confecções das lâminas delgadas e análises químicas. Vale ressaltar, que as análises químicas não serão abordadas no presente estudo.

1.4.3 – Atividades de Escritório

As etapas de escritórios foram realizadas entre o período de trabalho de campo e após o seu término e compreenderam uma série de etapas, tais como: consultas constantes de bibliografias, descrição de lâminas delgadas, e confecção de mapas de pontos e elaboração do texto, ora apresentado.

No que se refere aos estudos petrográfico foram descritas 18 lâminas petrográficas (Tabelas: 3.1, 3.2, 3.3), no laboratório de laminação do Departamento de Geologia/UFRJ.

Na descrição das rochas ígneas o estabelecimento das classes granulométricas seguiu a classificação de Williams et al (1985):

Muito fina < 0,1mm;

Fina 0,1 a 1,0 mm;

Média 1 a 5 mm;

Grossa 5 a 30 mm;

Muito grossa > 30 mm.

As classificações segundo a concentração de grãos minerais máficos nas rochas, o índice de cor (i.c.), foi segundo o padrão:

i.c. < 5% : rochas hololeucocráticas;

i.c. 5 – 30% : rochas leucocráticas;

i.c. 30 - 60% : rochas mesocráticas;

i.c. 60 – 90% : rochas melanocráticas;

i.c. > 90% : rochas hipermelânicas.

Para a nomenclatura das rochas graníticas seguiu-se a classificação de rochas plutônicas félsicas (Streckeisen/IUGS,1976), utilizando-se o diagrama QAP onde, Q (quartzo), A (álcali-feldspato) e P (plagioclásio).

As rochas se comparadas entre grandes grupos, podem também ser descritas como rochas félsicas (i.c. <40%), rochas máficas (i.c. 40 – 70%), rochas ultramáficas (i.c. > 70%).

As abreviaturas dos minerais seguem as recomendações da subcomissão sobre sistemáticos das rochas metamórficas / IUGS (web, versão 02/01/2007):

aln = allanita

bt = biotita

cpx = clinopiroxênio

scp = escapolita

mc = microclina

opx = ortopiroxênio

pl = plagioclásio

qtz = quartzo

ttn = titanita

Para a classificação da fácies metamórficas nas rochas metabásicas utilizou-se o Gráfico P-T, onde, P (pressão) e T (temperatura), com o campo de estabilidade das associações metamórficas, modificado de O'Brien & Rötzler (2003).

2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – Evolução Geotectônica da Província Mantiqueira

A Província Geológica Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), ou sistema Orogênico Mantiqueira (Figura 2.1), tem em sua conceituação inicial uma evolução Brasileira-Pan-Africana, compreendendo aproximadamente 700.000 km² do Continente Sul-Americano nas regiões sul e sudeste do Brasil. Nestas regiões há aproximadamente 3000 km de corpos rochosos afetados pela orogênese Brasileira.

Este sistema é composto pelas faixas móveis (orógenos) Araçuaí, Dom, Feliciano, São Gabriel e Ribeira e Zona de Interferência entre as Faixas Ribeira e Brasília (Trouw *et al.*, 1994). Os eventos orogênicos no sistema, tanto na etapa de subducção como as de colisão continente, ocorreram de forma diacrônica ao longo de toda orogenia. As tafrogenias, seguidas da formação de orógenos acrescionários, e as colisões do gênero continente-arco de ilha e continente-continente apresentam registros por toda a província. Estes registros, incluindo magmatismos e metamorfismos pré, sin e pós-colisionais, denotam que a Orogênese Brasileira, que foi interpretado como a colagem de blocos crustais proveniente da quebra Toniana do supercontinente Rodínia, ocorreram de 880 Ma a 480 Ma (Brito Neves, 1999).

Estratigraficamente a Província Mantiqueira é subdividida em: embasamento Arqueano e/ou Paleoproterozóico (mais velho que 1,7 Ga), seqüências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais Paleoproterozoicas a Mesoproterozoicas; seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares Neoproterozoicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica), seqüências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís); granitóides Neoproterozoicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, portanto contemporâneos a processos de subducção; granitóides Neoproterozoicos sincolisionais; coberturas Neoproterozoico-Cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional (Heilbron *et al.*, 2004).

Esta subdivisão simplificada é adotada na abordagem dos três segmentos geográficos (Figura 2.1) da Província Mantiqueira, que são: o segmento setentrional que corresponde ao Orógeno Araçuaí; o segmento central que engloba o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos

Apiaí, São Roque e Embu; e o segmento meridional que inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

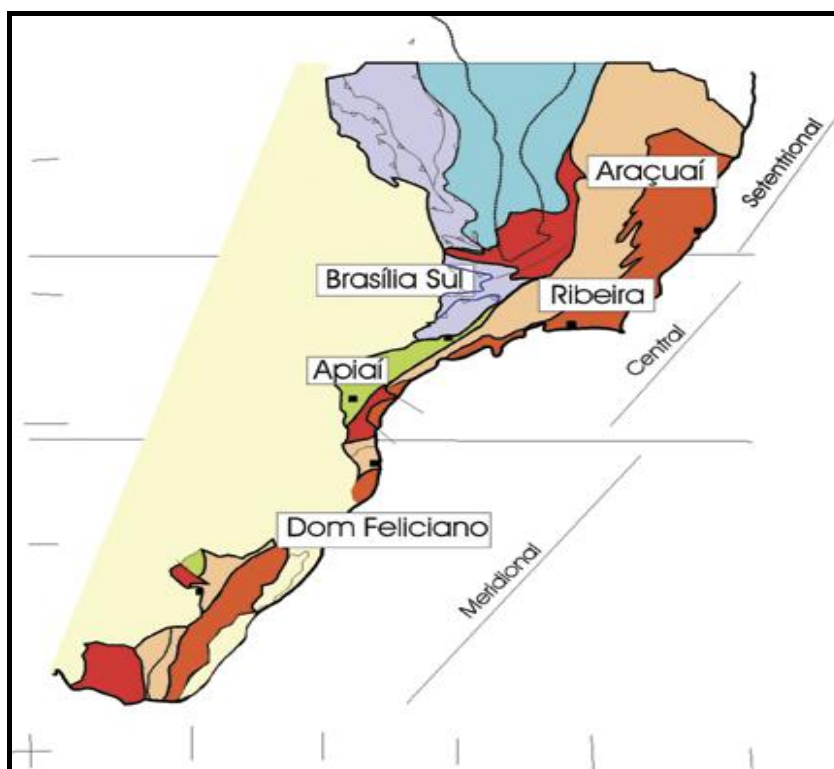


Figura 2.1 – Mapa de subdivisão do sistema orogênico Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004).

2.2 – Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 1973; Almeida *et al.*, 1973), posteriormente designado por Orógeno Ribeiro (Heilbron *et al.*, 2000), compreende um complexo cinturão de dobramento e empurrões gerado no Neoproterozoico/Cambriano durante a Orogênese Brasileira, que se estende na direção NE-SW por cerca de 1.400 km transicionando a nordeste para a Faixa Araçuaí e na borda sul/sudeste do Cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977). Sua evolução está ligada à subducção para SE da placa Sanfranciscana e posterior colisão do paleocontinente São Francisco com o arco Rio Negro durante a Orogênese Brasileira com o registro de dois episódios colisionais (Heilbron *et al.*, 2000).

O primeiro episódio divide-se em quatro estágios tectônicos. O primeiro pré-colisional, ocorreu entre 630 e 595 Ma, (Machado *et al.*, 1996), durante a subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana sob a microplaca da Serra do Mar (Campos

Neto & Figueiredo, 1995), gerando os granitóides do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1998). No segundo estágio, de 595 a 565 Ma (Machado *et al.*, 1996) ocorreu colisão oblíqua entre as placas acima citadas, gerando um sistema de nappes com transporte tectônico de topo para NW registrado em duas fases deformacionais contínuas (DR1 e DR2). Neste período ocorreu o primeiro evento metamórfico (MR1), cedo a sin-colisional, de pressão intermediária com gradiente inverso e grau metamórfico aumentando para SE, de fácies xisto verde alto a fácies anfíbolito superior. Também foram gerados granitóides do tipo S associados às falhas de empurrão que delimitam as nappes. O terceiro estágio (tardi-colisional) entre 565 e 540 Ma (Machado *et al.*, 1996), está registrado por *plutons* graníticos predominantemente do tipo I, fracamente foliados. No quarto estágio (pós-colisional), ocorrido entre 540 e 520 Ma (Machado *et al.*, 1996), uma fase compressiva (DR3), aproximadamente SE-NW, gerou dobras com planos axiais subverticais (megassinforma Paraíba do Sul e megantiforma Rio de Janeiro) e zonas de cisalhamento dúcteis dextrais com direção NE-SW (Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul).

Ainda é reconhecida uma quarta fase deformacional (DR4), relacionada com compressão regional final E-W (Trouw *et al.*, 2000), que gerou dobras abertas a apertadas com eixos N-S e plano axial subvertical, além de zonas de cisalhamento dextrais com direção NE-SW bem como direção NW-SE, mais discretas e observadas em todos os domínios. No Domínio Tectônico Cabo Frio, porção mais a SE da Faixa Ribeira, Schmitt (2001) reconheceu cinco fases deformacionais, relacionadas ao segundo episódio colisional no segmento central da Faixa Ribeira, que podem ser em parte correlacionadas temporariamente com essas fases (Heilbron *et al.*, 2000).

Heilbron & Machado (2003) subdividiram o Orógeno Ribeira em terrenos tectono-estratigráficos, denominados de leste para oeste de Cabo Frio, Terreno Oriental, Klippe Paraíba do Sul e Terreno Ocidental.

O Terreno Ocidental compreende um domínio autóctone considerado como margem retrabalhada do Cráton São Francisco e dois sistemas de empurrão com vergência para noroeste, representados pelos domínios Andrelândia e Juiz de Fora, os quais são separados por zonas de cisalhamento.

O Domínio Autóctone é constituído por rochas máficas e ultramáficas, de origem vulcânica e subvulcânica, e rochas metassedimentares, com variado grau de deformação e metamorfismo sob condições de fácies xisto verde a anfíbolito, além de associação representada por gabros, dioritos, granitóides e subvulcanitos félsicos, intermediários e máficos, transformados em xistos e gnaisses.

O Domínio Andrelândia compreende rochas do embasamento 1.7Ga e metassedimentos da Megassequência Andrelândia.

O Domínio Juiz de Fora, é representado pela rocha de embasamento de 1.7Ga, denominado de Complexo Juiz de Fora o qual é composto por granulitos gnaissificados de protólito ígneo, de composições variando de gabro, diorito, tonalitos e granodioritos, e sucessões metassedimentares associadas a rochas metaígneas máficas, a Megassequência Andrelândia.

A Megassequência Andrelândia que é observado em todos os domínios do Terreno Ocidental, subdivide-se em duas seqüências que gradam lateralmente para sucessões distais semelhantes, com intercalações de fácies pelágicas: Sequência Carrancas e Sequência Serra de Turvo. A Sequência Carrancas inclui da base para o topo, paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos; paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos, quartzitos, filitos cinzentos; quartzitos e intercalações delgadas de xistos, ambos ricos em muscovita esverdeada; filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas.

A Sequência Serra do Turvo sobrepostas às unidades da Sequência Carrancas, e o embasamento são constituídos de clorita-biotita-filitos e plagioclásios biotita xisto/gnaisse de granulação fina a média e sem bandamento, com fragmentos isolados de granitóides do embasamento; biotita xisto a gnaisses, de granulometria grossa, com intercalações de anfibolito, gondito, quartzito e rochas cálciossilicáticas (Heilbron *et al.*, 2004).

A Klippe Paraíba do Sul é uma megaestrutura sinclinal que possui ortognaisses do Complexo Quirino na sua base. Para o topo da estrutura, grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam ortognaisses do Complexo Quirino com metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul. A rocha típica do Complexo Quirino é um gnaisse de grão grosso, meso a leucocrático com, foliação descontínua marcada por aglomerados minerais de hornblenda e com enclaves dioríticos e de gnaisses bandados alongados de dimensões decimétricas a métricas.

A cobertura metassedimentar da Klippe Paraíba do Sul, compreende sucessão de rochas e metapsamíticas, ricas em intercalações de cálciossilicáticas. Segundo (Heilbron *et al.*, 2004), esta sucessão metassedimentar, compreende duas unidades: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos. Estas duas unidades ocorrem intercalados em todas as escalas de observação definido um bandamento composicional conspícuo. Lentes centimétricas a métricas de rochas cálciossilicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuros ocorrem principalmente nos gnaisses pelíticos.

Vieira (1997) descreve esta unidade como Complexo Paraíba do Sul e agrupou-a em duas sequências: a primeira chamada de Domínio Metassedimentar e a segunda chamada de Domínio Metavulcano – Sedimentar.

O Domínio Metassedimentar foi subdividido segundo Viera (1997) em quatro unidades denominadas de ps1, ps2, ps3, ps4. A unidade ps1 é representada por predominantemente por gnaisses e subordinadamente, por quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolito. O conjunto acha-se afetado pelas fases de deformação D1 e D2, com desenvolvimento de minidobras em escalas de afloramentos e outras com amplitude de dezenas de metros – regionais. A unidade ps2 esta representada dominantemente por grafita-biotita-cordierita-granada-sillimanita gnaisse, com bancos de rochas calcissilicáticas e níveis de quartzitos subordinados. A unidade ps3 esta representada por paragnaisses, ocorrendo grande quantidade de quartzitos intercalados e dobrados segundo a Fase D1, bem como lentes de rochas calcissilicáticas e anfibolitos subordinados. A unidade ps4 é constituída por grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses, de notável estrutura bandada, coloração cinza-esverdeado quando fresco e marrom-escuro, quando intemperizados. São freqüentemente os veios remobilizados, granatíferos – geralmente concordantes – conferindo rocha um aspecto de migmatito estomático.

O Domínio Metavulcano – Sedimentar segundo Viera (1997) é composta de quatro unidades designadas de ps5, ps6, ps7, ps8, ps9. Na unidade ps5 predominam os sillimanita - biotita granatíferos, de aspectos xistosos, com abundantes intercalações de quartzitos. Na unidade ps6 ocorre sillimanita – biotita gnaisses granatíferos com predominância de intercalações anfibolíticas. A unidade ps7 é caracterizada pela frequente presença de mármore e anfibolito. Predomina um anfibólio – biotita gnaisse, bandado cinza a cinza escuro, com marcante foliação de transposição, ocorrendo intercalações de anfibolitos, calcissilicáticas, quartzitos (chert) e mármores.

Na unidade ps8, o tipo litológico dominante é um anfibólio-biotita gnaisse, bandado, de cor cinza claro a escuro, de granulação fina a grossa, com intercalações de anfibolitos, quartzitos, calcissilicáticas e, subordinadamente, gnaisses aluminosos. A unidade ps9 está representada por anfibólio-biotita gnaisses, gnaisses graníticos e granatíferos, ocorrendo, subordinadamente, lentes de quartzitos xistosos.

De acordo com diversos autores supracitados, o Complexo/Terreno Paraíba do Sul é constituído por duas grandes unidades, o Complexo Quirino e o Complexo Paraíba do Sul. De acordo com Valladares *et al* (2000) o Complexo Quirino compreende o embasamento deste Terreno, cujas idades de U-Pb em zircão (2185 +/- 8Ma e 2169+/- 3Ma, indicam que o mesmo está relacionado ao ciclo Transamazônico

(Machado *et al*, Valladares, 1996). A sucessão metavulcano-sedimentar, que forma a outra grande unidade deste Terreno/Complexo, o Paraíba do Sul, foi metamorfizado e deformado durante o Ciclo Brasileiro, juntamente com outras sequências supracrustais continentais da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004).

O Terreno Oriental pode ser subdividido em três segmentos: domínios Cambuci, Costeiro e Klippe Italva (Heilbron & Machado, 2003).

No Domínio Cambuci ocorre granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas. Lentes de rochas básicas, transformadas em granada diopsídio granulitos são freqüentes. Estas rochas encontram-se muitas vezes como restitos dentro de leucognaisse e charnockito. Dados U-Pb em zircão sugerem derivação tanto a partir do embasamento como do arco magmático Neoproterozoico (Heilbron & Machado, 2003).

No Domínio Costeiro, segundo Tupinambá *et al*, (2007), ocorrem sucessões metassedimentares em fácies altos e granulito, invadidos por diversas gerações de rochas granitóides, assim como, os ortognaisses do arco Rio Negro pré-colisional, leucogranitos, leucocharnockito e granitóides a charnockitóides porfiróides, além de granitóides tarde a pós-colisional. Segundo este autor baseado nas características litológicas e estruturais que este domínio apresenta ele se insere no contexto do Complexo Paraíba do Sul.

A Klippe de Italva representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste fluminense. Ocorre como uma klippe sinformal sobre o Domínio Costeiro, e se estende desde a região de Cantagalo até o sul do Estado do Espírito Santo. Na base da klippe encontram-se dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro, e o restante do pacote é ocupado por rochas do Grupo Italva. A sucessão metassedimentar do Domínio Italva inclui biotita gnaisses bandados, mármore calcíticos, anfibolitos e anfibólio-xistos. O metamorfismo é de fácies anfibolito e a sucessão metavulcano-sedimentar sugerem ambiente plataformal, com magmatismo basáltico contemporâneo. A idade U-Pb de 840 Ma obtida para anfibolitos intercalados nos mármore é a melhor estimativa da idade de deposição desta sucessão (Heilbron & Machado, 2003).

O Terreno Cabo Frio compreende duas unidades litotectônicas principais, um embasamento paleoproterozoico (2.0 Ga), e uma seqüência supracrustal do final do Neoproterozoico (600 Ma), sendo que este Terreno diferiu dos demais que compõem segmento central da Faixa Ribeira por ausência de plutons Brasileiros, e as estruturas deformacionais dúcteis apresentarem uma orientação NW-SE, o contraste entre metamorfismo de alta pressão com a de baixa pressão dos terrenos adjacentes, e a presença de um embasamento Paleoproterozóico (Schmitt *et al.*, 2008). O

embasamento é composto por ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, cortados por diques de anfibolitos. A seqüência supracrustal é um pacote de metassedimentos de origem marinha, intercalados por metabasitos com protólito do tipo E-MORB (Schimitt *et al.*, 2008).

2.2.1 – Granitos do Sul do Estado do Espírito Santo

Alguns autores (por ex., Wiedemann-Leonardos *et. al.*, 1986, 1987, 1997, 2000, 2007; Medeiros *et. al.*, 2000; Mendes *et al.*, 1999, 2002) vêm nos últimos anos estudando os granitóides do Sul do Espírito Santo tendo detalhado a cartografia, petrografia, geoquímica e geocronologia dos plutons Várzea Alegre, Santa Angélica, Castelo, Pedra Azul, Conceição de Muqui, Mimoso do Sul e Venda Nova.

2.2.1.1 – Complexo Intrusivo de Várzea Alegre

O Complexo Várzea Alegre é uma estrutura múltipla inversamente zonada, de forma quase circular com cerca de 150 km² de área aflorando nas regiões de Itaguaçu, Itarana e Santa Tereza, (Medeiros *et al*, 2000). Segundo Mendes *et al*, (1999) está encaixada num anel de rochas verdes megaporfíricas de composição charnoquítica. Este inclui quartzo-dioritos, granodioritos e quartzo-monzonitos a hiperstênio além de intrusões mais novas (Wiedemann *et al*, 2000).

A intrusão mais jovem consiste num centro erodido de opx-gabro/monzogabro de cor escura, acinzentada, circundado por diorito/quartzo-diorito a monzodiorito e um granito megaporfírico de cor clara. O último evento intrusivo foi um stock de titanita-sienogranito cortando o opx-gabro (norito) (Medeiros *et al*, 2001). O contato entre o granito megaporfírico e o diorito é uma zona de mistura constituída de quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito e veios graníticos. Os dioritos foram provavelmente originados por processos de cristalização fracionada e hibridização.

2.2.1.2 – Complexo intrusivo de Santa Angélica

Este complexo é um dos mais marcantes exemplos do magmatismo tardi-orogênico no cinturão. É uma intrusão de forma ovalada, composta por domínios lenticulares, grosseiramente concêntricos de granitos, lentes alongadas de gabro-diorito fino a grosso e enxames de enclaves máficos a intermediários, heterogêneos,

densamente aglomerados aflorando numa área de aproximadamente 200 km². O complexo intrude uma estrutura antiformal cujo eixo segue a direção NE e tem caimento para SW (Wiedemann, et al, 2000).

O pluton apresenta zonamento concêntrico inverso, com margens mais ácidas gradando para dois centros gabróicos de textura média a grossa. As rochas encaixantes são gnaisses de alto grau metamórfico a biotita-granada-sillimanita e/ou cordierita (paragnaisses) e biotita-hornblenda-titanita meta-granodioritos a metatonalitos (ortognaisses).

O resultado da cartografia geológica de detalhe revelou um corpo ígneo com foliação interna subvertical e, aparentemente, boudinado. Feições de mistura de magmas contrastantes são usualmente reconhecidas nos afloramentos, em toda a intrusão: enclaves microgranulares de composição basáltica a andesítica e lentes gabro-dioríticas de grão fino apresentam xenocristais de k-feldspato e quartzo, em texturas manteadas e coroníticas. Apatitas aciculares são muito frequentes nas litofácies mais máficas.

Diques bimodais cortam todo o complexo durante diferentes fases de cristalização do pluton, da precoce a tardia. Extensas zonas de mingling (mistura inomogênea) são formadas por enxames de enclaves, em diferentes estágios de hibridização com o magma granítico. Uma zona ativa de cisalhamento (feição de deformação intramagmática, segundo Marre, 1986) seguindo a direção NE-SW parece causar mistura mais intensa entre os magmas, chegando a produzir uma rocha bandada fina consistindo de finas camadas de granodiorito e granito (Schidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Wiedemann et al, 1987). Essa zona NE-SW separa os dois núcleos gabróicos (Wiedemann et al, 1986; Bayer et al, 1987, Wiedemann et al, 1997).

2.2.1.3 – Complexo Intrusivo Castelo

O Complexo de Castelo é uma intrusão elíptica de cerca de 100 km², que consiste de um núcleo diorítico e uma espessa borda de granitos, um megaporfirítico e outro de grão fino. No contato entre o granito megaporfirítico e o diorito foi mapeado um fino envelope de microdiorito (quase um andesito) Wiedemann et al, (2000).

A zona de contato é formada por enxames de enclaves densamente empacotados, mostrando diferentes graus de hibridização com o granito, podendo formar litotipos intermediários locais. Em alguns locais a homogenização da mistura gera uma rocha granodiorítica de expressão considerável. A região de borda ultrapassa 2 km de extensão e consiste da interdigitação entre os dois tipos de

granitos, mencionados anteriormente: um megaporfirítico e outro de grão fino, também porfirítico, ambos a dois feldspatos (microclina e oligoclásio), biotita e titanita. Ambos os granitos têm composição monzogranítica e são semelhantes mineralógica e quimicamente aos de Santa Angélica.

Os contatos com os gnaisses regionais são frequentemente do tipo stoping, evidenciando um regime predominantemente rúptil quando da intrusão dos magmas. O centro da intrusão é formado por um diorito de grão médio. Nesse domínio lineações minerais e estruturas planares de fluxo não são bem marcadas. Por outro lado, uma profusão de fraturas rúpteis, preenchidas por aplitos e veios de microgranitos típicas para essa região evidencia fraturamento e formação de diques num núcleo diorítico consolidado precocemente e sofrendo diminuição de volume antes da cristalização do granito (Wiedemann et al, 2000).

2.2.5 – Complexo Intrusivo Pedra Azul

O Complexo de Pedra Azul é uma intrusão de forma bastante irregular que cobre quase 200 km², sendo formado por litotipos contrastantes que variam de composição de diorito a sienogranito de textura fina (Costa-de-Moura et al, 1999).

Um monzogranito a allanita e titanita de grão médio, localmente porfirítico, cobre os picos mais altos e a região de borda, formando o primeiro envelope magmático da estrutura. Várias porções de composição tonalítica e granodiorítica foram mapeadas em direção ao centro. Os contatos entre o monzogranito e os domínios de tonalito a granodiorito são marcados por zonas mistas, onde schlieren de granito estão em contato com rochas mais máficas e de grão mais fino, originando estruturas do tipo almofadadas (pillow-like) e em network, típicas de misturas inomogêneas (mingling) de magmas.

Uma pequena região de composição diorítica está exposta por uns 6 km², próximo à cidade de Aracê, no bordo norte da estrutura. Uma zona de xenólitos dos sillimanita-quartzitos e granada-sillimanita-biotitagnaisses quartzosos encaixantes forma um litofacies mapeável por vários quilômetros (15 x 1 km) no centro do corpo. Trata-se de uma zona agmática, formada por veios graníticos num enxame de xenólitos, que seguem um lineamento de direção SE-NW, interpretado por Costa-de-Moura et al (1999) como uma falha rúptil. Tal feição pode ser parte do teto das rochas encaixantes que afundou no pluton e foi parcialmente fundida e assimilada.

O último evento intrusivo neste complexo foi a colocação de um sienogranito orbicular, onde os orbículos estão centrados a partir de cristais de titanita, constituindo

numa rocha ornamental de rara beleza e muito utilizada na região. O fluxo magmático é marcado por lineações, que mergulham 45° para NE e pelo alinhamento dos enclaves microgranulares e xenolíticos (Wiedemann et al, 2000).

2.2.6 – Complexo Intrusivo Conceição de Muqui

O complexo de Conceição de Muqui (Murad, 1992) cobre cerca de 50 km². Seu bordo leste faz contato com um biotita-hornblenda-gnaiss porfiroblástico. Nos bordos norte e oeste esses gnaisses estão migmatizados e ao sul as encaixantes são granodiorito a tonalito-gnaisses de textura mais fina, localmente migmatíticos, ricos em enclaves anfibolíticos.

O corpo intrusivo consiste numa série de domínios petrográficos:

a) zona mista A, com bandamento ígneo incipiente que ocorre no bordo centro-leste do corpo. É constituída predominantemente por um monzodiorito de textura média a grossa, porém no resto do domínio aflora monzonito interdigitado ao diorito, numa estrutura em rede;

b) zona mista B, domínio de estrutura em rede com mistura inhomogênea (mingling) e predomínio de diorito fino sobre um monzonito de textura grossa. Todo o conjunto é cortado por vênulos leucograníticos a leucomonzoníticos. Forte estrutura planar de fluxo no bordo sul;

c) leucomonzonito de grão grosso (principalmente no bordo oeste). É a unidade mais homogênea da intrusão e apresenta estrutura planar de fluxo, bem desenvolvida;

d) rochas graníticas de grão médio a grosso, predominando no bordo norte, correspondendo apenas a um aumento no teor de quartzo do monzonito.

A intrusão é cortada, em toda a sua extensão, por sills e diques sin-a pós-intrusivos, de composição bimodal, variando de granítica a diorítica. Composições intermediárias também estão presentes, porém, as graníticas são as mais tardias (Wiedemann et al, 2000). Esta fase granítica tardia apresenta, frequentemente, enclaves microgranulares e, localmente, umas texturas orbiculares, semelhantes ao sienogranito tardio de Pedra Azul. As estruturas planares e as lineações de fluxo são bem marcadas e mergulham sub-horizontalmente na parte central da intrusão.

2.2.7 – Complexo Intrusivo Mimoso do Sul

De acordo com Wiedemann et. al. (2000) este complexo intrusivo é composto por dois plutons: um monzonítico (Torre) e outro gabróico (Jacutinga)

O Pluton de Torre consiste em três envelopes concêntricos gradando de diorito/monzodiorito no centro, passando a um anel de monzonito hipersolvus a mesopertita que, por sua vez, grada a um anel de granito e monzonito subsolvus a microclina e oligoclásio, nos bordos (Wiedemann et al, 2000).

O granito predomina na região de contato com os gnaisses encaixantes, onde os contatos são bruscos e com pouca migmatização passando a gradativos dentro do corpo.

O Pluton de Jacutinga consiste de rochas gabronoríticas com composições gradando de olivina-opx-cpx melagabro de textura fina a opx-cpx leucogabro.

Uma fina laminação ígnea pode ser observada em blocos, por toda a intrusão, entretanto, devido à falta de afloramentos não pode ser medida. São lineações minerais marcadas por ripas de plagioclásio e coronas de olivina-plagioclásio.

Sills e diques de piroxenitos peralcalinos a biotita, apatita e Fe-augita cortam tanto os domínios de borda quanto do centro da intrusão.

2.2.8 – Maciço de Venda Nova

O Pluton de Venda Nova localiza-se entre os municípios de Conceição do Castelo e Venda Nova do Imigrante, região centro-sul do Espírito Santo. Possui forma circunscrita, com área aproximada de 75km², e é inversamente zonado, com gabros no centro e sienomonzonitos e granito na borda. O corpo intrusivo está encaixado em unidades metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul (gnaisses bandados e quartzitos) e em ortognaisses granodioríticos a tonalíticos que possuem feições ígneas preservadas e xenólitos de paragnaisses (Signorelli et al., 1993).

Na parte interna do maciço de Venda Nova encontram-se gabro e monzogabro que estão totalmente envolvidos por sienomonzonito e monzonito. Entre os gabros e os sienomonzonitos desenvolveu-se uma zona mista destes litotipos, ocorrendo estruturas tipo pillowlike de gabro nos sienomonzonitos. Um estreito e irregular anel de norito e charnoenderbitos circundam o conjunto nos seus bordos oeste, sul e sudeste, compondo uma área em torno de 10km² (Mendes et al., 1994; Mendes, 1996).

Os charnoenderbitos são rochas de cor verde e, assim como o norito, têm estrutura predominantemente isotrópica, mas localmente a foliação de fluxo ígneo pode estar bem marcada (Mendes et al, 2002).

3 – GEOLOGIA LOCAL

A região estudada inseri-se no Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004), mais precisamente no Terreno/Complexo Paraíba do Sul e compreende um domínio metavulcanosedimentar e metassedimentar (Vieira, 1997), vide item 2.2 – Pagina 10.

3.1 – Aspectos de Campo

Na área mapeada foram reconhecidas cinco unidades litológicas distintas: mármore, escarnito, gnaisses, granitos e rocha metabásica.

3.1.1 – Mármore

O mármore ocorre em forma de uma grande lente que se estende por volta de 40 km, largura em média de 3 km com direção NE – SW (Anexo2), encaixada nos gnaisses, podendo ser correlacionado com a unidade ps7 do Vieira (1997). Foram reconhecidos dois tipos petrográficos, cálcitico e dolomítico. Esses mármore ocorrem como faixas espessas de composição variada, intercalados entre si, constituindo um grande bandamento composicional (Figura 3.1).

Os mármore calcíticos são assim designados pela abundância de calcita de cristalização grossa de tamanhos variando de 5 a 30 mm. Apresenta textura granoblástica, coloração freqüentemente branca, podendo-se também observar azul, rosa e cinza.

Os mármore dolomíticos se caracterizam pela abundância de dolomita, de granulação média variando de 1 a 3 mm. Apresenta textura sacaroidal, coloração predominantemente branca, ocorrendo também cinza, azul e rosa.

Ambos os mármore exibem um bandamento composicional interno definido pela grafita em forma de fitas e epidotos, sendo este último o mais comum.

Localmente ocorrem nos mármore intrusões de rochas metabásicas com foliação concordante com as da rocha encaixante (NW – SE) e todo o conjunto forma diversos padrões de dobramento como, dobras recumbentes, fechadas, apertadas, e isoclinais, sugerindo que essas rochas e os mármore sejam contemporâneos segundo eventos deformacionais e metamórficos. Nos contactos dos mármore com as intrusões básicas ocorrem faixas com tremolitas, diopsídio e flogopitas com

carbonatos associados formando rochas calcissilicáticas, como produto de matassomatismo entre a encaixante e intrusões básicas.

Além de intrusões metabásicas, ocorrem nos mármore intrusões graníticas, que se apresentam discordantes em relação à foliação dos mármore, sugerindo assim serem posteriores aos eventos deformacionais e metamórficos formadores dos mármore.

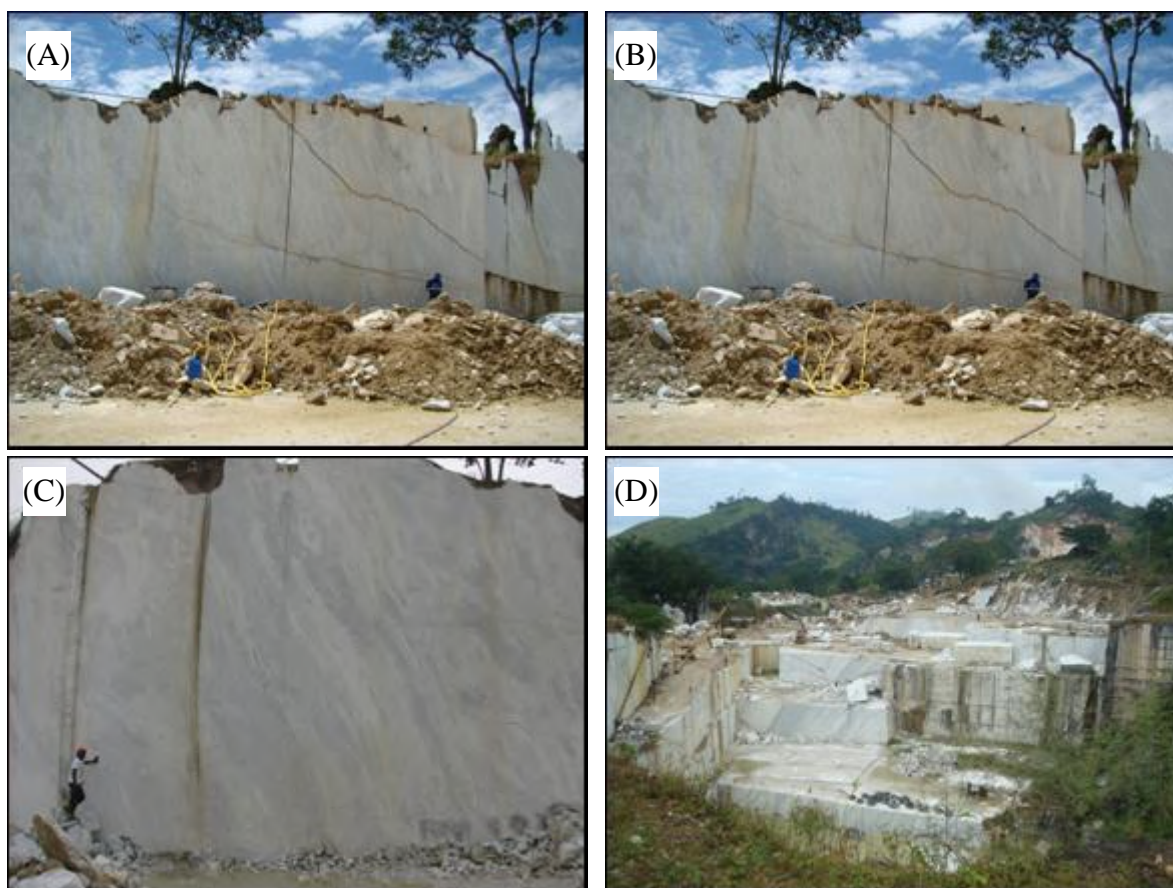


Figura 3.1 – Afloramentos de mármore calcíticos/dolomíticos bandados na frente de lavra da Pedreira Santa Clara (Alto Gironda – ES).

3.1.2 – Escarnitos

Estas rochas são interpretadas como produtos de reações químicas entre rochas carbonáticas e intrusões ígneas. Na região estudada, ocorrem em contatos gradacionais dos mármore para as intrusões máficas (granulito e/ou anfibolito) e félsicas (granito) (Figura 3.2), e se apresentam em formas de bandas, em escalas centimétricas variando de 2 a 3 cm de espessura.

Na transição entre mármore e anfibolito, os escarnitos são compostos por calcita de colorações rosa, laranja e preta, diopsídio, epidoto, tremolita, plagioclásio e flogopita. No contacto com os granitos são compostos por calcita, epidoto, tremolita, wollastonita, margarita e flogopita.

Quando comparados com àqueles formadas nos contatos entre mármore e rochas metabásicas, exibem espessuras mais finas e apresentam-se empobrecidos em flogopita, enquanto que no contato mármore/metabásica a abundância desse mineral forma faixas de coloração rosada (Figura 3.2A, C). Dessa forma, esse metassomatismo contribui para a variação de coloração nos mármore.

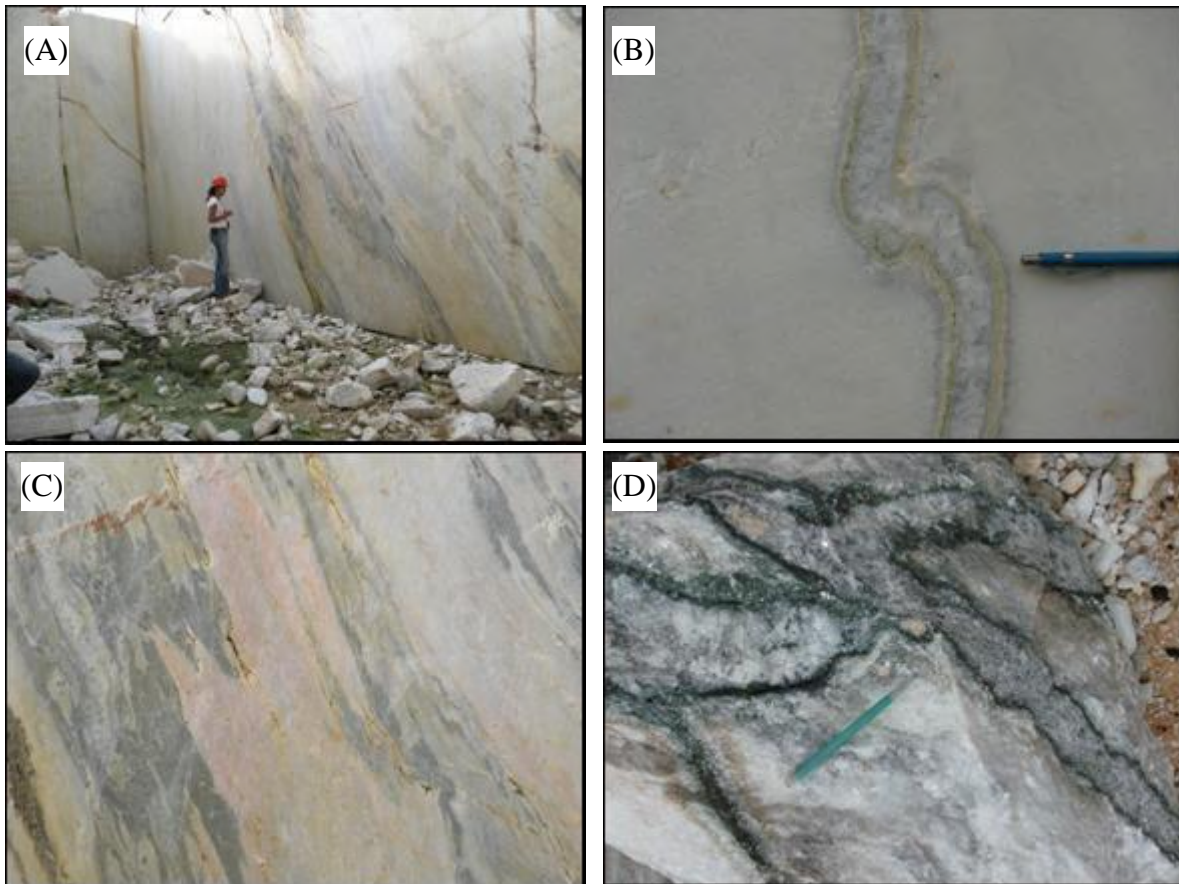


Figura 3.2 – A, C - Escarnitos no contacto transicional entre mármore rochas metabásicas. B, D-Escarnito no contacto transicional entre mármore-granito: Pedreira Santa Clara (Alto Girona – ES).

3.1.3 – Gnaisses

Os gnaisses ocorrem como rochas encaixantes dos mármore e são caracterizados como anfibólio-biotita gnaisses e biotita gnaisses. O anfiboilo-biotita gnaisse (Figura 3.3A e 3.3C) é granoblástico, sua mineralogia essencial é constituída por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, anfibólio e biotita. A granulação é média variando de 1 a 5 mm, exibindo coloração cinza escura. Este litotipo possui um bandamento composicional definido pela intercalação milimétrica de níveis ricos em biotita e níveis ricos em quartzo e feldspatos. A foliação encontra-se dobrada (Figura 3.3A), formando dobras isoclinais a transpostas. Paralelamente ao bandamento observam-se veios quartzo-feldspáticos com textura pegmatítica de espessuras variando de 1,0 cm até 10 cm.

O biotita gnaisse (Figura 3.3B e 3.3D) varia de equigranular a porfiroblástico, composto essencialmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. A granulação é média variando de 2 a 4 mm, apresenta cor cinza claro, rosada, bandado, com foliação principal contínua e dobrado. Os porfiroblastos são formados por fenocristais de feldspatos com dimensões médias de 1,0 cm, com forma predominantemente sigmoidal, exibindo sombras de pressão. Associados aos biotita gnaisses ocorrem diques de granitos deformados ricos em *tension gash* preenchendo fraturas tardias a foliação principal. A mineralogia essencial é constituída de quartzo, k-feldspato e biotita. Apresenta uma granulação média, com alguns níveis de aglomerados grãos de K-feldspato e quartzo de dimensões grossas, com uma coloração rosa claro. Os diques encontram-se boudinados, com alto grau de recristalização localizada.

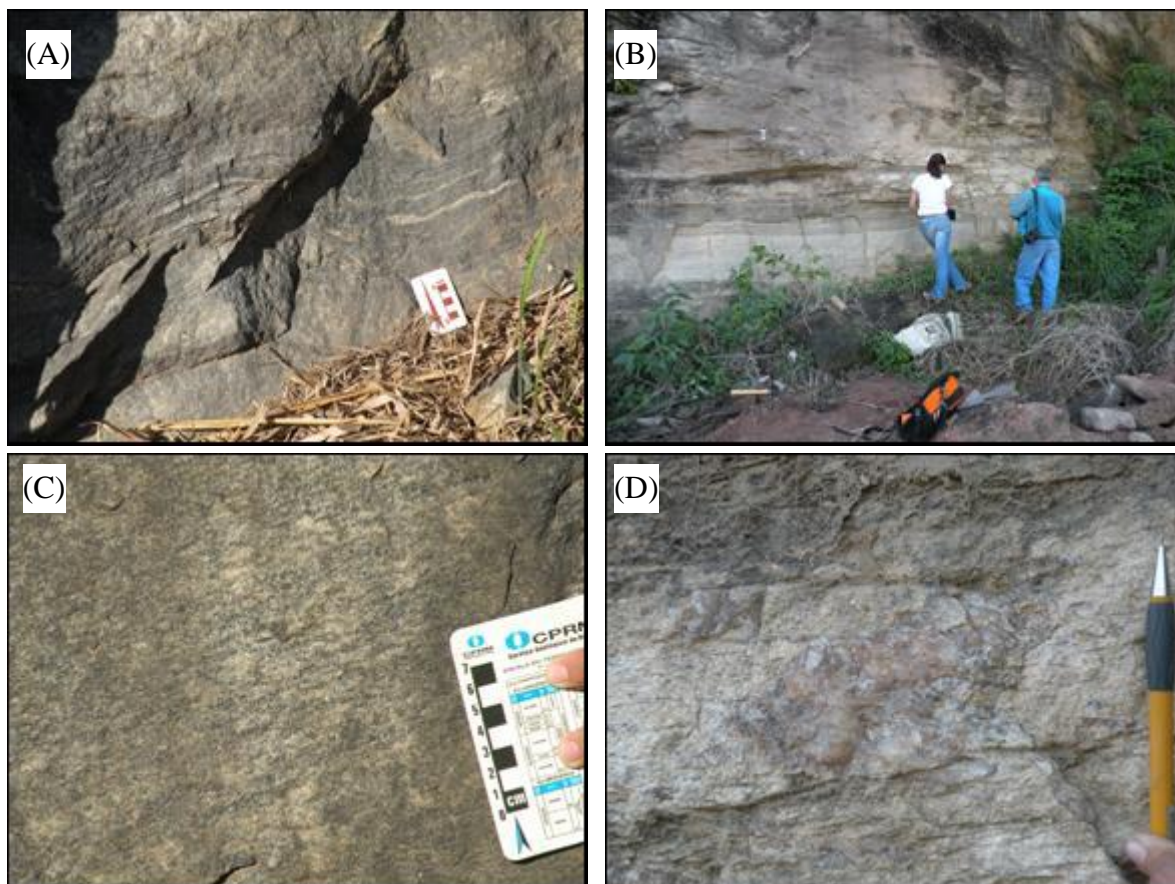


Figura 3.3 – Gnaisses: A – anfibólio-biotita gnaisse com foliação principal dobrada. C – anfibólio-biotita gnaisse, B – biotita gnaisse, D – granito.

3.1.4 – Rochas Metabásicas

Este litotipo apresenta-se sob a forma de diques intrudidos no mármore com espessura variando de 20 cm a 1,5 m. Como citado anteriormente, exibem padrões de dobramentos semelhantes aos observados no mármore, constituindo dobras recumbentes (Figura 3.5), apertadas e isoclinais (Figura 3.4). Observam-se também estruturas tipo *boudins* nos seus flancos.

São equigranulares, compostos essencialmente por anfibólio, plagioclásio, biotita e como acessórios, quartzo, piroxênio, pirita e titanita; a granulação varia de fina a média, apresentando coloração escura. A rocha apresenta uma foliação não muito bem definida, paralela a da encaixante sugerindo que são contemporâneos em termos de eventos deformacionais e metamórficos.



Figura 3.4 – Dique de rocha metabásica exibindo dobras isoclinais e apertadas, intrudido no mármore: Pedreira Mocal (Vargem Alta – ES).



Figura 3.5 – Dique de rocha metabásica intrudido no mármore exibindo padrão de dobramento recumbente: Pedreira Provale (Alto Moledo – ES).

3.1.5 – Granitos

Os granitos ocorrem sob a forma de diques intrudidos nos mármore com espessuras variando de 10 cm á 1m em média sendo observado um corpo apenas de espessura maior que 3m (Figura 3.6). Observam-se dois tipos de granitos diferenciados pela textura e composição mineralógica:

- a) O primeiro tipo é caracterizado pela textura equigranular, variando de média a grossa e por apresentar coloração branca a cinza claro. Megascopicamente os granitos com essas características são ricos em biotita, anfibólio, quartzo e álcali-fesdspato.
- b) O segundo tipo é caracterizado por gradação textural das bordas para o centro do corpo granítico e pela coloração rosada. Nas bordas apresenta uma textura equigranular, enquanto que no centro a textura é equigranular com tendência porfirítica. A mineralogia principal é constituída por biotita, quartzo, feldspato. Os minerais acessórios são turmalina, opacos e apatita. Quando porfirítica, os fenocristais de feldspato apresentam uma granulação variando de grossa a muito grossa maior, podendo atingir mais de 30 mm. Estas rochas apresentam-se orientadas discordantemente com a foliação da encaixante mármore posicionando-se ao longo de fraturas, o que sugere que são posteriores aos eventos deformacionais e metamórficos registrados nos mármore.



Figura 3.6 – Dique de granito intrudido no mármore: Pedreira Mocal (Vargem Alta – ES).

3.2 – Petrografia

3.2.1 – Granito

Os dois tipos de granito descritos megascopicamente, apresentam também sob o microscópico características texturais/petrográficas específicas doravante designadas de fácies monzogranito e fácies sienogranito.

3.2.1.1 – Fácies Monzogranito

As rochas constituintes dessa fácies apresentam predominantemente textura equigranular, embora, localizadamente observe-se textura porfírica em contatos gradacionais com anterior.

As rochas equigranulares são hipidiomórficas, mostrando uma granulação média a grossa, índice de cor em média de 3%, sendo classificadas como hololeucocráticas. A mineralogia essencial é constituída por feldspato potássico (microclina), plagioclásio, quartzo e biotita. Os acessórios são opacos, titanita, zircão, sendo os secundários, sericita e clorita.

Nesta rocha são observadas duas gerações de quartzo:

a) a primeira, sob condições de pressão mais elevada, é representada por cristais arredondados inclusos nos feldspatos.

b) a segunda, sob condições de pressão mais reduzida, é representada por cristais granulares xenomórficos, com dimensões média de 2,2 mm ocorrendo em agregados e/ou isolados. Normalmente, apresentam microfraturas e fraca extinção ondulante. Inclui parcial ou totalmente biotita, microclina, titanita, zircão e opacos.

O plagioclásio reconhecido pela geminação polissintética típica, ocorrem como cristais tabulares, hipidiomórficos e xenomórficos de granulometria em média de 2,0 mm. Apresenta uma alteração pouco intensa para sericita nas bordas e ao longo das fraturas. Apresentam poucas inclusões, sendo mais comum, opacos, biotita e raros quartzo.

A microclina foi reconhecida por ser incolor, apresentar relevo baixo, e geminação *tartan* característica; apresenta-se em cristais hipidiomórficos tabulares curtos ou alongados, a mais raramente xenomórficos, com dimensões em média de 2,4 mm. Mostram inclusões de quartzo arredondados, e mais raros de opaco, biotita e zircão.

A biotita apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a escuro, relevo médio, com clivagem em uma direção, ocorrendo como cristais lamelares, hipidiomórficos com tamanhos médios de 1,8 mm, isolados ou em agregados. Encontram-se intensamente alteradas para clorita.

O anfibólio presente, a hornblenda, possui pleocroísmo verde claro a verde escuro, birrefringência média, extinção oblíqua, sendo geralmente anédrico. A granulometria varia de 0,8mm a 1,7mm, ocorrendo em grãos isolados.

A titanita apresenta pleocroísmo marrom claro o marrom mais escuro, hábito prismático, ocorrendo em cristais hipidiomórficos e xenomórficos, e mais raramente idiomórficos, com tamanhos variando de 0,2 – 1,5 mm. Ocorrem em grãos isolados, as vezes sendo substituídos por opacos.

O zircão ocorre em cristais menores, sob hábito prismático, com tamanhos entre 0,1 – 0,3 mm inclusos no quartzo e na microclina. Os minerais opacos ocorrem em cristais individualizados, xenomórficos e hipidiomórficos. Apresentam-se disseminadas ou inclusas em quartzo, microclina e plagioclásio.

Os produtos de alteração são sericita, e clorita. A clorita como produto de alteração de biotita, é vista ao longo do domínio de clivagem ou em seus contornos. A sericita como produto de alteração de plagioclásio e microclina ocorrendo ao longo das clivagens e as bordas dos grãos.

Naqueles que apresentam textura porfirítica, a matriz é fina com granulação média de 0,1 mm, composta mineralogicamente por plagioclásio, microclina, biotita e quartzo. Este último apresenta-se formando aglomerados monominerálicos ou associados aos demais minerais. Os fenocristais são de microclina, exibem hábito em cristais hipidiomórficos em forma de grãos isolados de tamanhos de granulação média de 2.5mm.

A composição modal da fácies monzogranito é apresentada na tabela 3.1 e a classificação na Figura 3.10, diagrama QAP Streckeisen/IUGS, (1976).

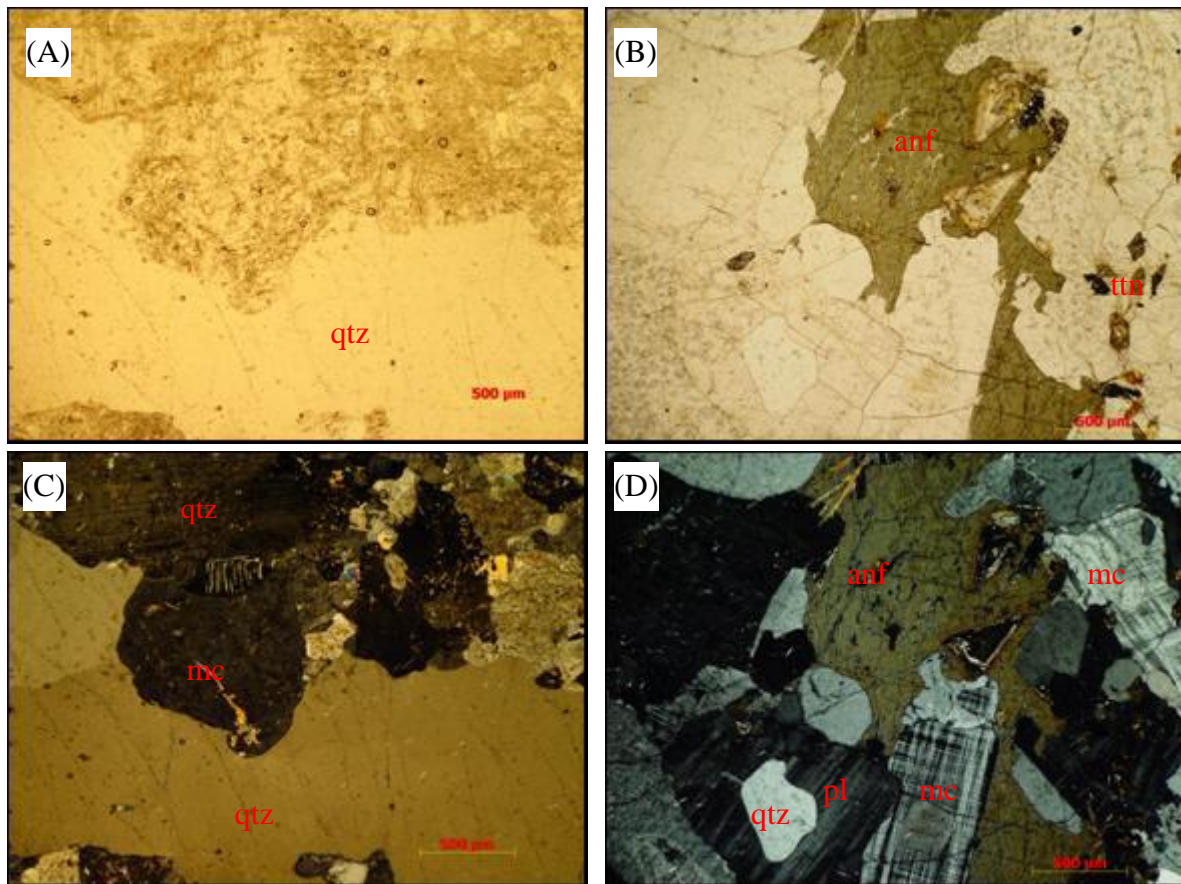


Figura 3.7 – Fotomicrografia, mostrando a mineralogia da fácies monzogranito: A,C – quartzo, plagioclásio e microclina (luz polarizada paralela (LPP)-A, luz polarizada cruzada (LPC)-C . B, D – quartzo, plagioclásio, microclina e anfibólio, titanita (luz polarizada paralela (LPP)-B, luz polarizada cruzada (LPC)-D.

Composição Modal				
Fases (%)	NCI - 19	ACI -5A	PCI -2A	ECI-32
quartzo	20,30	29,00	29,30	28,30
microclina	22,00	23,20	20,60	27,60
plagioclásio	28,60	36,20	37,00	26,60
biotita	19,60	10,40	13,40	15,50
anfibiólio	9,20	-	-	-
titanita	tr	tr	tr	-
opacos	tr	tr	tr	2,00
zircão	tr	tr	tr	tr
sericita	tr	tr	tr	tr
clorita	tr	tr	tr	tr
Streckeisen (%)				
Q	32,81	28,63	33,72	34,30
A	26,24	31,03	23,71	33,45
P	40,95	40,34	42,50	32,24

Tabela 3.1 – Composição modal da fácies monzogranito.

3.2.1.2 – Fácies Sienogranito

As rochas dessa fácies são caracterizadas pela textura equigranular grossa predominantemente xenomórfica, índice de cor 2%, sendo então classificada como hololeucocrática. Sua mineralogia essencial consiste de quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Os acessórios são representados por titanita, zircão, e opacos e tem como secundários clorita e sericita.

Os quartzos são xenomórficos, com dimensões em média de 5,3 mm, ocorrendo como aglomerados monominerálicos, e/ou em grãos isolados, intersticiais aos demais minerais. Possuem inclusões de titanita, zircão e opacos e exibem fraca extinção ondulante.

Os plagioclásios são caracterizados pela geminação polissintética, ocorrem em hábito tabular alongado, hipidiomórficos, com dimensões em média de 5mm. Em alguns grãos verifica-se a formação de mirmequita no contato com microclina, encontram-se levemente alterados para sericita nas bordas.

As microclinas são caracterizadas por geminação *tartan*, ocorrendo como cristais tabulares e granulares, hipidiomórficos e xenomórficos de granulometria em média de 2,0 mm. Verifica-se a presença de intercrescimentos micropertíticos, sob forma de lamelas de albita com dimensões de 0,3 mm. Possuem inclusões de titanita e opacos. Alguns grãos encontram-se levemente alterados formando sericita.

A biotita apresenta pleocroísmo marrom claro a marrom escuro, ocorrendo em hábito lamelar, xenomórficos e hipidiomórficos. Seu tamanho médio é em torno de 2.0 mm. Ocorre em lamelas isoladas e ou em agregados. Encontra-se muito alterada formando clorita nas bordas e ao longo de fraturas.

A titanita é marrom clara com hábito losangular e prismático e os grãos possuem dimensões médias de 0,4 mm. Ocorre como inclusão no quartzo e microclina. A allanita apresenta zoneamento, coloração marrom, hábito prismático idiomórfico, de granulometria em média de 2,4mm, com clivagem imperfeita. O zircão ocorre como inclusões em quartzo, são idiomórficos de tamanhos submilimétricos e ocorre em hábito prismático. Os opacos são predominantemente xenomórficos de hábito granular. Ocorrem como inclusões nas fases minerais principais, isolados e disseminados.

Dos minerais secundários presentes, a clorita é derivada de biotita, a sericita é derivada de plagioclásio e microclina. Estes minerais normalmente ocorrem ao longo das fraturas, nos domínios de clivagens e nas bordas da biotita, plagioclásio e microclina.

A composição modal das amostras descritas para a fácies sienogranito encontra-se listada na tabela 3.2, com a sua classificação demonstrada no diagrama QAP de Streckeisen/IUGS (1976), Figura 3.11.

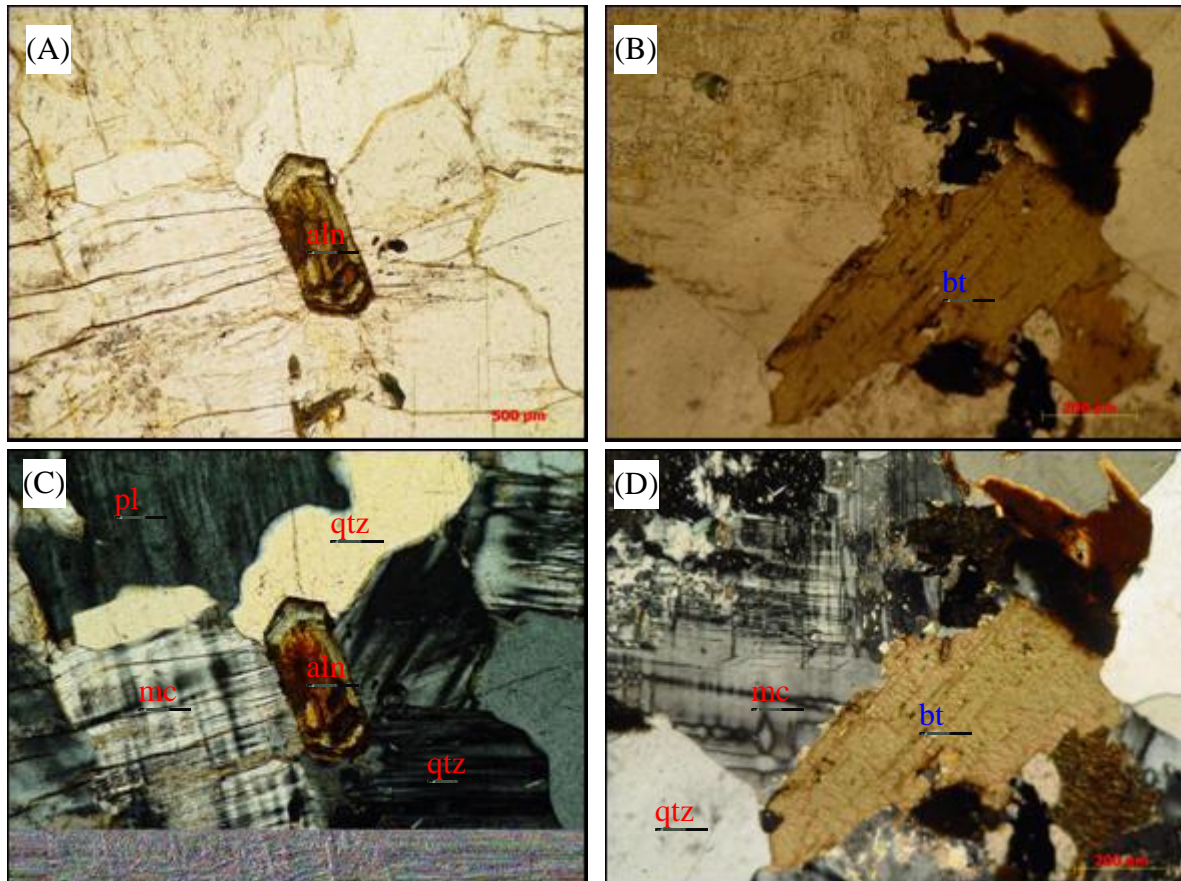


Figura 3.8 – Fotomicrografia, mostrando a mineralogia da fácies sienogranítica: A, C – quartzo, plagioclásio, microclina, no centro allanita como acessório (luz polarizada paralela (LPP) – A, luz polarizada cruzada (LPC))– C. B, D – quartzo, microclina, e biotita (luz polarizada paralela (LPP)-B, luz polarizada cruzada (LPC)) – D.

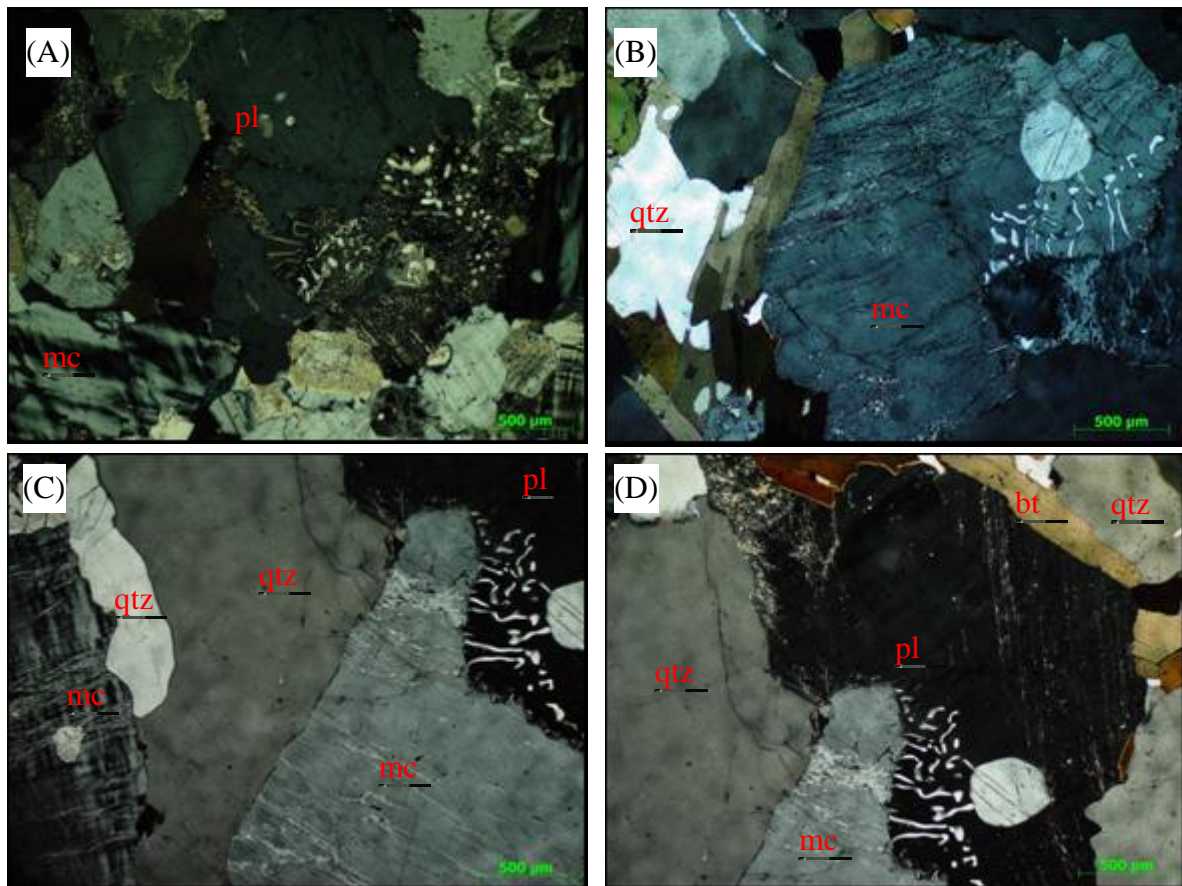


Figura 3.9 – Fotomicrografia, mostrando mineralogia principal da fácies sienogranito, quartzo, plagioclásio, microclina biotita. Todas exibindo mirmequita (luz polarizada cruzada – LPC).

Composição Modal								
Fases (%)	DCI-34	PCI-14	ACI-1	PCI-2B	ACI-5B	DCI-3	ACI-6	DCI-47
quartzo	24,00	33,00	18,30	24,00	29,00	33,20	25,00	31,30
plagioclásio	18,50	8,00	15,60	16,00	20,30	15,20	14,00	15,00
microclina	50,50	48,00	54,30	48,00	40,60	34,50	53,60	41,60
biotita	6,50	11,00	10,30	9,00	5,30	14,90	6,60	10,60
titanita	tr	tr	tr	tr	1,50	2,20	tr	0,50
allanita	-	tr	-	-	-	tr	-	-
opacos	tr	tr	tr	tr	2,30	tr	tr	tr
zircão	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
sericita	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr
clorita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Streckeisen (%)								
Q	25,81	37,08	20,75	27,30	32,50	40,05	27,15	35,61
A	54,30	53,93	61,56	54,50	45,50	41,62	57,51	47,33
P	25,81	8,99	17,69	18,20	22,70	18,34	15,34	17,06

Tabela 3.2 – Composição modal da fácies sienogranito.

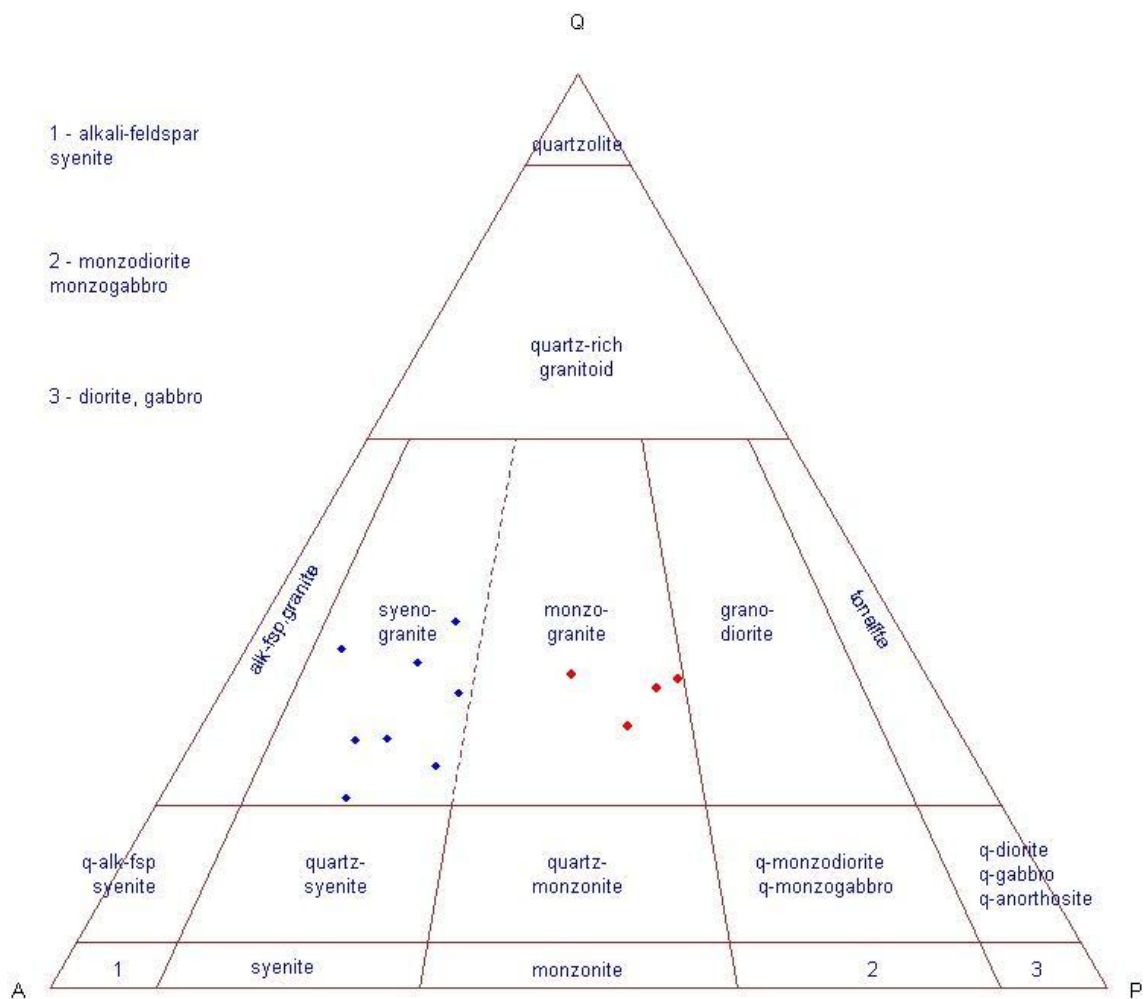


Figura 3.10 – Diagrama QAP (Streckeisen/IUGS, 1976) mostrando a classificação das rochas graníticas.

3.2.2 – Rochas Metabásicas

A rocha apresenta granulometria fina a média, textura lepidoblástica, de foliação contínua definida pela orientação preferencial de grãos inequidimensionais de cpx, opx, anfibólio, biotita e ou flogopita. A análise petrográfica permitiu determinar que essa rocha sofreu metamorfismo em fácies granulito e anfibolito, com caráter retrometamórfico em fácies xisto verde.

3.2.2.1 – Granulito

A associação mineral metamórfica (Figura 3.11) que define a fácies granulito é composta por, ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e hornblenda. Quartzo, flogopita, titanita, zircão e opacos ocorrem como minerais acessórios. Os minerais retrometamórficos são epidoto, sericita, escapolita e clorita.

O clinopiroxênio apresenta pleocroísmo verde claro a muito claro, relevo alto, clivagem em apenas uma direção sendo raros cristais onde se observa clivagens em duas direções; cor de interferência laranja de terceira a ordem e extinção oblíqua, permitindo classificá-lo como diopsídio. Ocorrem como cristais prismáticos subédricos com dimensões variando de 0,3 a 0,5 mm, em forma de agregados e em grãos isolados e em contatos retos com ortopiroxênio o indica condições de equilíbrio metamórfico.

O ortopiroxênio apresenta um pleocroísmo variando de amarelo a verde claro às vezes incolor, extinção reta com fraturas e clivagens características, permitindo classificá-lo como hiperstênio. Apresentam-se como cristais subédricos com dimensões variando de 0,3 a 1,3 mm, ocorrendo em grãos isolados.

O plagioclásio é caracterizado por ser incolor, relevo baixo, cor de interferência cinza, geminação polissintética bem marcante. Ocorre como cristais prismáticos, subédricos isolados, com dimensões variando de 0,2 a 0,4 mm e encontram-se sendo substituído parcialmente por escapolita, epidoto e sericita.

A hornblenda apresenta pleocroísmo variando de marrom a verde-escuro, relevo alto, birrefringência média. Ocorrem em habito prismático, subédricos, com dimensões variando de 0,5 - 0,9 mm mantendo contatos retos a lobados com os demais minerais.

O quartzo é incolor, levemente fraturado, ocorrendo como grãos anédricos, com dimensões variando de 0,3 mm a 0,5 mm, em grãos isolados e em agregados. Em alguns cristais observa-se um núcleo bem preservado e bordas recristalizadas de novos grãos.

A flogopita apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a escuro, ocorrendo em habito lamelar. São subédricas com dimensões em média variando de 0,4 - 1,1 mm, orientada preferencialmente em apenas uma direção. Encontram-se alterando nas bordas e nas fraturas para clorita. A titanita apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a escuro, hábito prismático, de granulometria em média de 0,2 mm, ocorrendo como inclusões parciais no clinopiroxênio. O zircão é euédricos, e sempre aparece como inclusão no quartzo. Os opacos são anédricos, com hábito

granular, ocorrendo em grãos isolados. A escapolita é anédricos hábito irregular de granulometria em média de 0,2 mm, e ocorre substituindo parcialmente o plagioclásio.

O epidoto ocorre como produto de alteração de plagioclásio em pequenos cristais xenomórficos ao longo de planos de clivagem e das fraturas. A clorita ocorre como minerais de alteração de flogopita nas bordas e ao longo das fraturas.

Os minerais essenciais, acessórios, e retrometamórficos estão listados na tabela 3.3. As associações minerais cpx, opx e pl, que indicam condições de fácies granulito estão mostradas na Figura 3.12. Segundo o Yardley (1994), estas associações minerais são estáveis em condições de pressão em média de 5 kbar e temperatura médias de 900°C, sendo classificadas como granulito de baixa pressão.

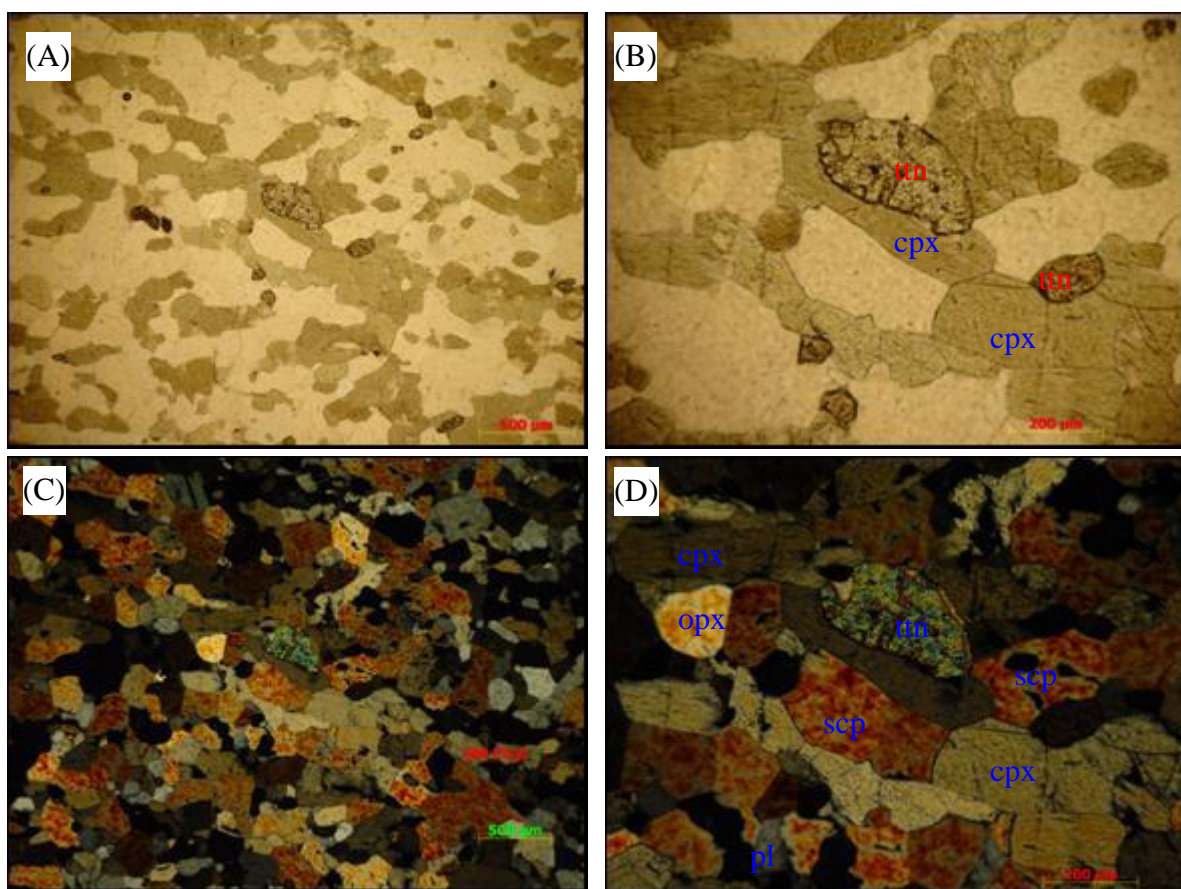


Figura 3.11 – A, B) Fotomicrografia, indicando a textura do granulito, reconhecendo facilmente, clinopiroxênio com coloração verde, com inclusão parcial de titanita (luz polarizada paralela – LPP) . C, D) escapolita com cor de interferência vermelho de 2ª ordem, titanita, cpx incluindo parcialmente ttn, e opacos (luz polarizada cruzada – LPC).

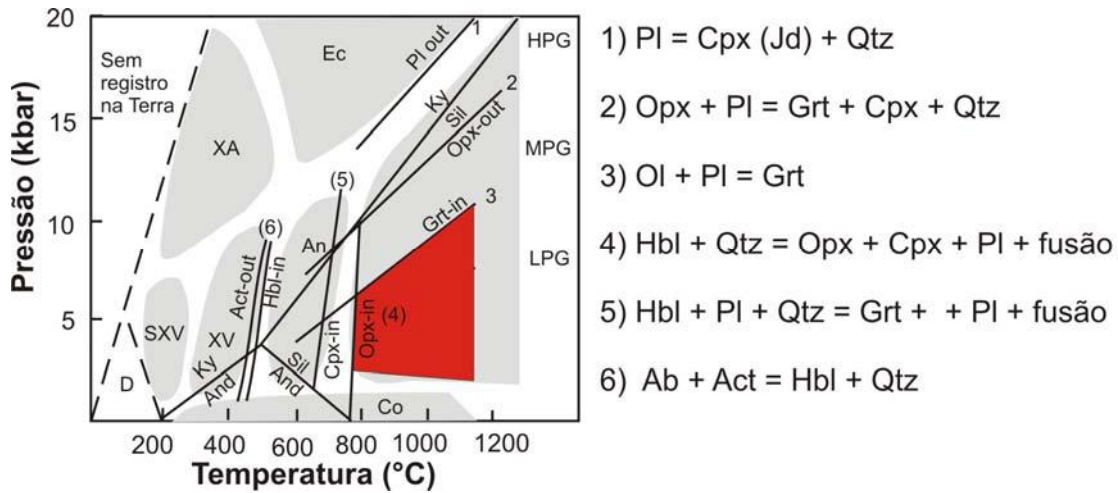


Figura 3.12 – Gráfico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas hornblenda + plagioclásio + cpx + opx; Modificado de O'Brien & Rötzler (2003).

Curva 1 representa o limite entre fácies eclogito e granulito); curva 2 e 3 representam, respectivamente, o limite entre granulito de alta (HPG) e média pressão (MPG) e entre granulito de média e baixa pressão (LPG) - Green & Ringwood (1967).

Fácies metamórficas: XA - xisto azul, Ec - eclogito, Gr - granulito, An - anfíbolito, XV - xisto verde, SXV - sub-xisto verde, Co - metamorfismo de contato, D – diagênese
 Fácies metamórficas: XA - xisto azul, Ec - eclogito, Gr - granulito, An - anfíbolito, XV - xisto verde, SXV - sub-xisto verde, Co - metamorfismo de contato, D - diagênese.

3.2.2.2 – Anfíbolito

Nas rochas estudadas, as condições metamórficas sob fácies anfíbolito foram determinadas pela associação mineral (Figura 3.13, 3.14), anfíbolio (hornblenda), plagioclásio, biotita, cpx. Os acessórios são quartzos, zircão, opacos e titanita. Os minerais de alteração retrometamórfica são epidoto, sericita, tremolita, clinozoizita e calcita. Apresentam uma foliação definida pela orientação preferencial dos minerais máficos, podendo-se também observar um bandamento composicional incipiente, marcado pela intercalação de níveis ora mais ricos em anfíbolio/biotita e níveis, ora mais ricos em plagioclásio.

O anfíbolio apresenta pleocroísmo variando de verde claro a escuro, clivagem em duas direções, relevo alto, cor de interferência verde, permitindo ser classificado como hornblenda. Os grãos são em subédricos e a granulometria varia entre 0,1 e 0,4 mm, ocorrendo em cristais isolados e em agregados.

A biotita é caracterizada pelo pleocroísmo marrom a esverdeado, clivagem em apenas uma direção, relevo médio. Os grãos são subédricos e sua granulometria não

ultrapassa 0,8 mm na porção poliminerálica, porém nos níveis monominerálicos a biotita ocorre como uma massa muito fina devido à recristalização. É comum que apareça como inclusão nos plagioclásios.

O plagioclásio apresenta geminação polissintética bem definida, relevo médio e cor de interferência baixa, cinza de 1° ordem. Os grãos são em geral subédricos as vezes anédricos, com hábitos tabulares. A granulometria varia em torno 0,3 a 1,6 mm.

O clinopiroxênio apresenta pleocroísmo variando de verde claro a amarelo, clivagem em apenas uma direção, extinção oblíqua, relevo alto, permitindo ser classificado com diopsídio. Os cristais ocorrem em hábitos prismáticos, são subédricos, de granulometria varia de 0,5 mm a 1,0 mm, ocorrendo em contatos retos e irregulares com demais minerais e em grãos isolados, incluindo parcialmente a titanita.

O quartzo é representado por grãos anédricos, compostos por um núcleo bem preservado e bordas recristalizadas a novos grãos. A granulometria varia em torno de 0,2 mm. Ocupa os interstícios entre os demais minerais. O zircão é euédricos e apresenta sobrecrecimento. Ocorre sob forma de inclusões no quartzo e plagioclásio. Os opacos são anédricos e sudédricos e ocorrem dispersos na lâmina. Os anédricos são secundários e possuem granulometria em média de 0,5 mm. Os subédricos são primários e não ultrapassam 0,7 mm. A titanita apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a escuro, hábito prismático, de granulométrica em média de 0,2 mm, ocorrendo como inclusões parciais nos cpx.

O epidoto e clinozoizita ocorrem como produto de alteração de plagioclásio em pequenos cristais anédricos, ao longo de planos de clivagem e fraturas. A tremolita, e calcita ocorrem ao longo de fraturas, formando agregados poliminerálicos fibrosos. São anédricos e ocorrem em contato gradual com a hornblenda.

Os minerais essenciais, acessórios e retrometamórficos, encontram-se listados na tabela 3.3. As associações minerais característica desta fácies são hornblenda e plagioclásio, e estão mostradas na Figura 3.15. Segundo Yardley (1994), esta associação indica grau metamórfico médio a alto, permitindo classificar esta rocha como anfíbolito de média a alta pressão.

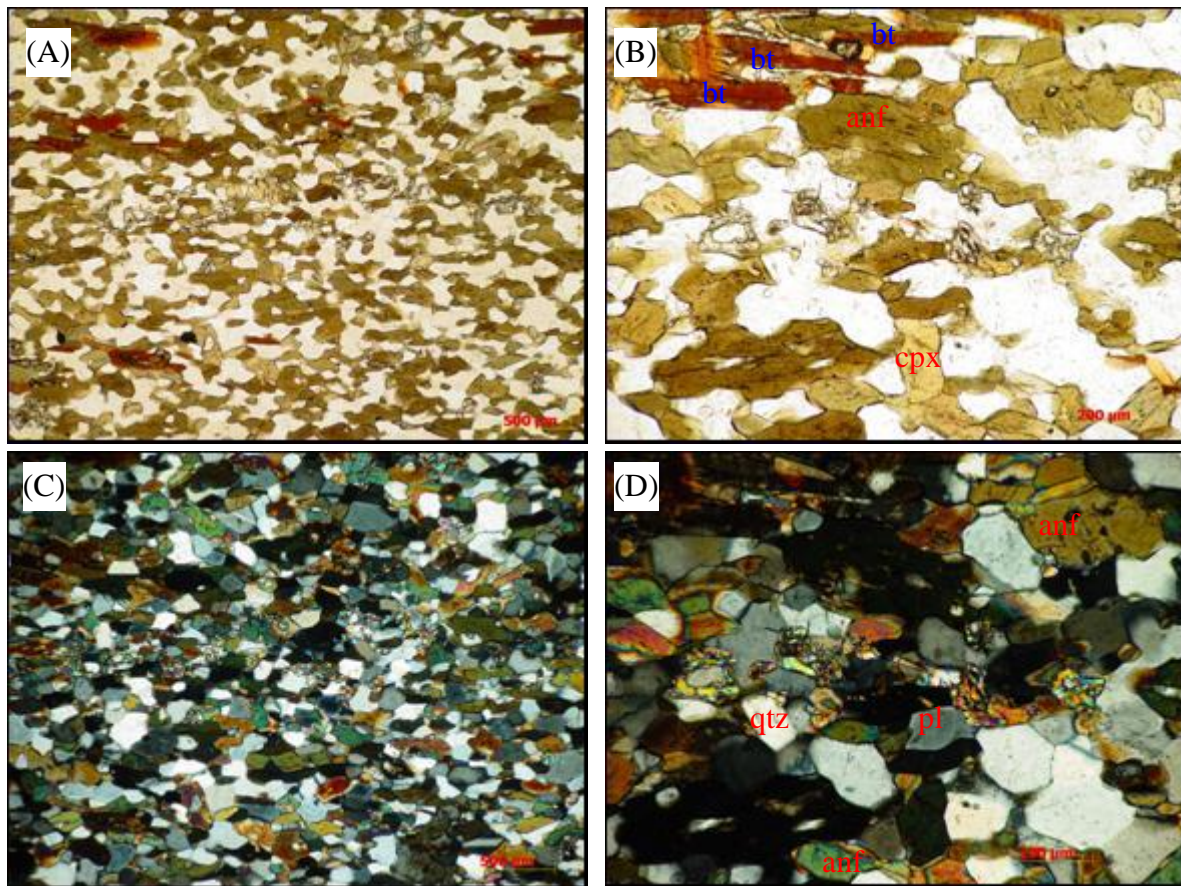


Figura 3.13 – Fotomicrografia, indicando a textura dos anfibolitos, reconhecendo facilmente biotita com pleocroísmo marrom e hornblenda com pleocroísmo verde. LPP e LPC.

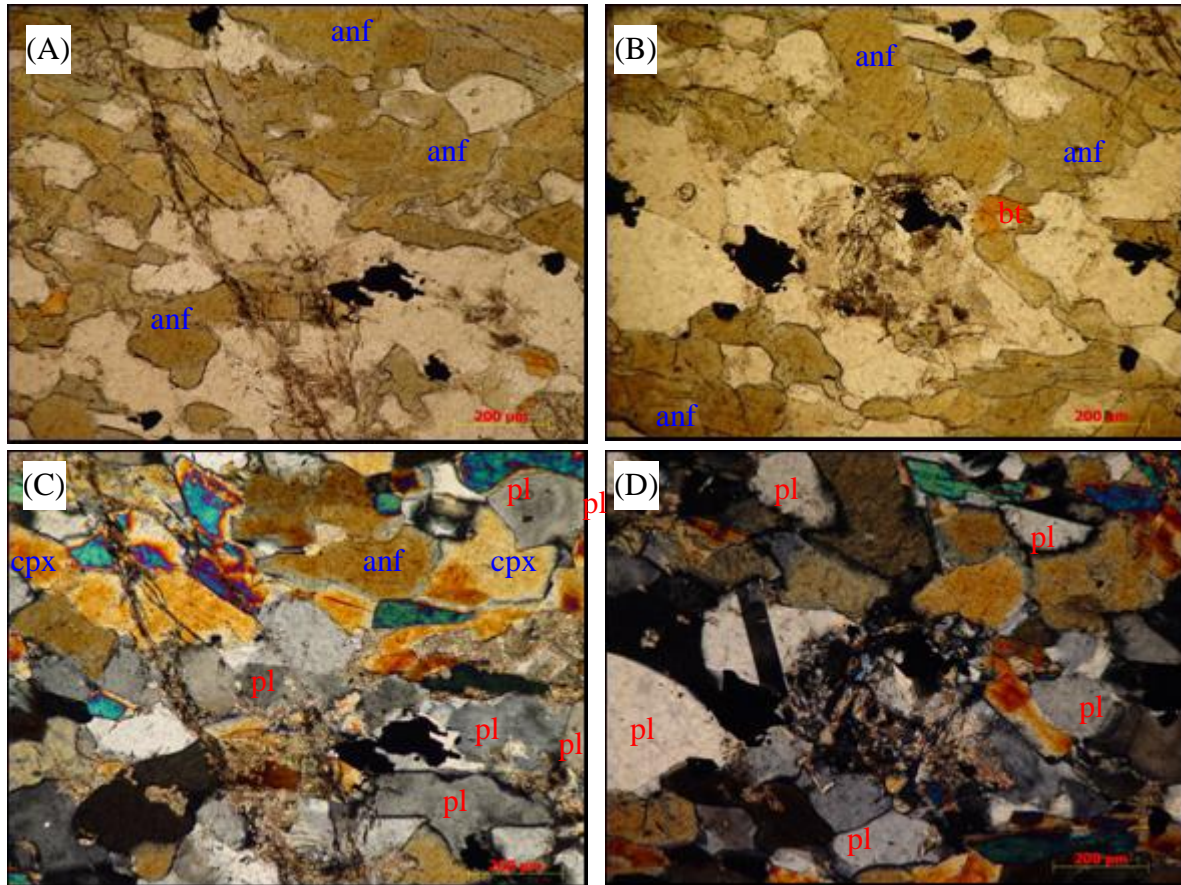


Figura 3.14 – Fotomicrografia, mostrando minerais principais, hornblenda, plagioclásio, podendo ser facilmente reconhecido duas fraturas na A e C, onde percolou os fluídos provocando alteração dos minerais principais. B e D no centro, aglomerados de minerais de alteração indicando retrometamorfismo, tremolita, calcita e clinozoizita. LPP e LPC.

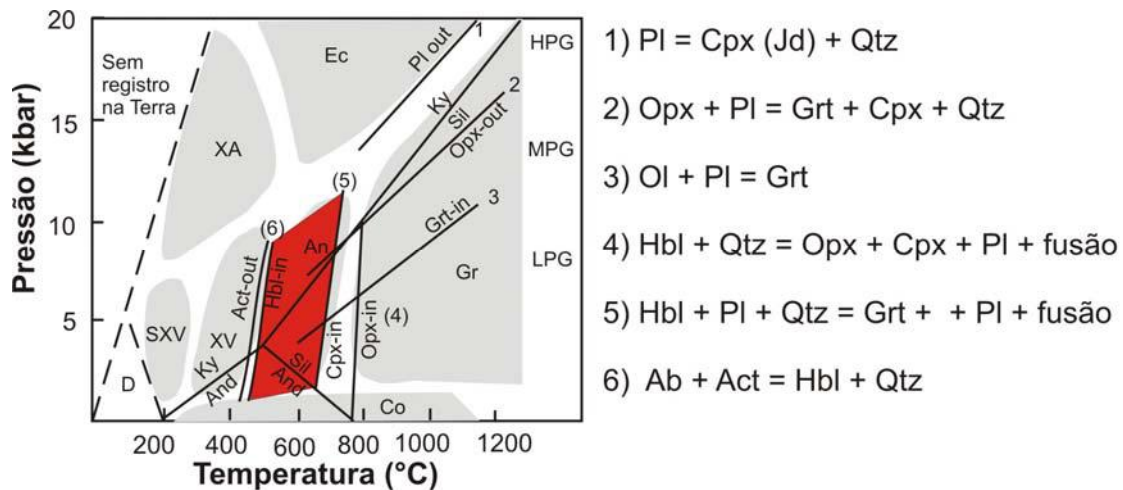


Figura 3.15 – Gráfico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas biotita + hornblenda + plagioclásio + ou - cpx; Modificado de O'Brien & Rötzler (2003).

Curva 1 representa o limite entre fácies eclogito e granulito; curva 2 e 3 representam respectivamente, o limite entre granulito de alta (HPG) e média pressão (MPG) e entre granulito de média e baixa pressão (LPG) - Green & Ringwood (1967).

Fácies metamórficas: XA - xisto azul, Ec - eclogito, Gr - granulito, An - anfíbolito, XV - xisto verde, SXV - sub-xisto verde, Co - metamorfismo de contato, D - diagênese
 Fácies metamórficas: XA - xisto azul, Ec - eclogito, Gr - granulito, An - anfíbolito, XV - xisto verde, SXV - sub-xisto verde, Co - metamorfismo de contato, D - diagênese.

Composição Modal						
Fases (%)	DCI-27	DCI-30	NCI-23C	NCI-37	PCI-111A	PCI-11B
hornblenda	-	38,00	44,70	42,70	43,00	45,00
plagioclásio	18,00	32,00	21,00	25,50	14,00	12,00
ortopiroxênio	3,00	-	-	-	-	-
biotita		13,00	16,20	20,00	31,00	29,00
clinopiroxênio	56,00	15,00	10,00	6,00	5,00	8,00
quartzo	8,00	2,00	3,00	5,70	6,00	4,00
tremolita	tr	-	-	-	tr	tr
clinozoizita	-	-	-	-	tr	tr
epidoto	tr	tr	-	tr	tr	tr
escapolita	14,00	-	-	-	-	-
opacos	tr	-	1,00	tr	tr	tr
zircão	tr	-	-	tr	-	-
calcita	-	-	-	-	tr	tr
titanita	1,00	tr	2,70	tr	tr	tr
sericita	tr	tr	tr	tr	tr	tr
clorita	tr	tr	tr	tr	tr	tr

Tabela 3.3 – Tabela de composição modal da rocha metabásica.

4 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Os granitos estudados foram caracterizados petrograficamente como sienogranitos e monzagranitos. Este litotipo apresenta evidências de deformação incipiente, indicado pelas feições microtexturais, como por exemplo, quartzo que exhibe uma fraca extinção ondulante e borda de grãos recristalizados, além de formação de mirmequitas no contato plagioclásio-microclina assim como as relações de campo mostram que os granitos são discordantes em relação ao mármore, preenchendo as suas fraturas.

Em relação aos diques de rochas metabásicas, a análise petrográfica permitiu determinar que essa rocha sofreu metamorfismo em fácies anfibolito e granulito, com caráter retrometamórfico. Conclui-se que foram metamorfizadas na fácies anfibolito e granulito, provavelmente nos primeiros estágios metamórficos. As reações retrometamórficas podem ter sido geradas durante o resfriamento ou uma possível entrada dos fluidos nas fraturas. As condições que culminaram na formação de anfibolitos foram de pressões média a alta e os granulitos foram de pressão média. A segunda etapa, de caráter retrógrado, é caracterizada pela substituição de plagioclásio por epidoto, escapolita e clinozoizita, e de anfibólio por tremolita e calcita.

Tanto as intrusões graníticas assim como as máficas promoveram a formação de escarnitos, como resultado de processo de metamorfismo de contato e metassomatismo. Porém conclui-se que os processos de reação que levaram à geração de escarnitos no contato de mármore com intrusões graníticas foram pouco eficazes quando comparadas com as intrusões máficas. As observações de campo mostram que as espessuras de escarnitos no contato mármore-granitos são mais limitadas quando comparados nos contatos mármore-rochas metabásicas. As causas poderiam estar associadas a reduzidas espessuras dos diques graníticos que poderiam sofrer um resfriamento rápido do magma, dificultando o metamorfismo de contato e metassomatismo.

A inserção dessas rochas no Terreno/Complexo Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2004 e Vieira, 1997), indicam que elas têm a sua gênese relacionada à Orogênese Brasileira.

Como os diques de rochas metabásicas, apresentam os mesmos padrões de dobramento das encaixantes, concluímos que eles tenham sido submetidos a eventos relacionados ao Ciclo Brasileiro, enquanto que os diques de granitos ocorrem discordantemente em relação as encaixantes preenchendo as suas fraturas, logo se

conclui que estão associados aos estágios mais tardios deste ciclo, sendo provavelmente pós a tardi-tectônicos em relação ao Brasileiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M de, Amaral G., Cordani H.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. vol. I, p. 411-446.
Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. Brazilian structural provinces na introduction. Earth Science Review, v.17, p.1-29, 1981.
Almeida, F.F.M.de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B; Fuck, R.A. Províncias Estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina grande, PB. Atas. Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
Bayer P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Horn H. A. 1987. Complex concentric granitoide intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton –an example. Geologische Rundschau, .76/2:357-371.
Brito-Neves, B.B., Campos-Neto, M.D., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes 22(3): 155-166.
Campos Neto, M.C & Figueiredo, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Science, 8 (2): 143-162.
Cordani, U.G., Delhal, J., Ledent, D., 1973 Orogenésés Superposées dans Le Precambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Revista Brasileira de Geociências, 3: 1-22
Costa-de-Moura J., Wiedemann C. M., Wallfuss C. M., Van Westrenen W. 1999. O Plúton de Pedra Azul: a estrutura do maciço intrusivo e suas rochas encaixantes – Domingos Martins, Espírito Santo, Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Lençóis (Ba). Anais, 129-131.

<p>Evangelista, H. J. ; Viana, D. J. . Mármores da região de Itaoca (ES) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: Mineralogia e Petrogênese. Geonomos, Belo Horizonte, v. 8, n. 2, p. 61-67, 2000.</p>
<p>Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). Precambrian Res., 125: 87-112.</p>
<p>Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani E., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. 2000. From Collision to extension: The Roots of the southeastern Continental Margin of Brazil. In: Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association.</p>
<p>Heilbron, M.; Pedrosa Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J. & Janasi, V. A., 2004. Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul - Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizadores: MantessoNeto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R. & Brito Neves, B. B. São Paulo; BECA, 674 p.</p>
<p>Lammerer B. 1987. Short notes in a structural section through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil). Zbl. Geol. Paläont., Teil I, (7/8):719-728.</p>
<p>Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano, C. 1996. U-Pb Geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Res., 79: 347-361.</p>
<p>Marre J. 1986. The structural analysis of granite rocks. North Oxford Acad. Publishers.Great.Britain., 123p.</p>
<p>Medeiros S. R., Wiedemann C. M., Mendes J. C. 2000. Post-collisinal magmatism in the Ribeira Mobile Belt: Geochemical and isotopic study of the Várzea Alegre Intrusive Complex (VAIC), ES, Brazil. Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. Rev. Bras. Geoc, 30(1):30-34.</p>
<p>Medeiros S. R., Wiedemann C. M., Vriend S. 2001. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea</p>

<p>Alegre, in the Panafrica/Brasiliano Mobile Belt in Brazil. An. Acad. Bras. Ci., 73(1).</p>
<p>Mendes J. C., Wiedemann C. M., McReath I. 2002. Norito e Charnoenderbitos da Borda do Maciço Intrusivo de Venda Nova, Espírito Santo. Anuário de Instituto de Geociências Volume 25.</p>
<p>Mendes J. C., McReath I., Wiedemann C. M., Figueiredo M. C. H. 1997. Charnoquitóides do Maciço de Várzea Alegre: um exemplo de magmatismo cálcio-alcálico de alto K no arco magmático do espírito Santo. Rev. Bras. Geoc., 27(1):13-24.</p>
<p>Mendes J. C., Wiedemann C. M., McReath I. 1999. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeast Brazil. Rev. Bras. Geoc., 29(1):47-54.</p>
<p>Mendes, J.C.; Wiedemann, C.M. & Figueiredo, M.C.H. 1994. Enderbitos e hiperstênio-gabros do maciço de Venda Nova-ES: considerações petrográficas e geoquímicas. In: 38º Congr. Bras. Geol., Balneário Camboriu, S C. Boletim de resumos expandidos, vol. 1: 133-134.</p>
<p>Mendes. J.C. 1996. Caracterização petrogenética das bordas charnoquitóides nos maciços de Venda Nova e Várzea Alegre, ES. Tese de doutoramento, IG/USP. 238p.</p>
<p>Murad A. 1992. Geologia, Petrologia e Geoquímica (elementos maiores, enóres e alguns traços) do Maciço Intrusivo de Conceição de Muqui – ES. Universidade Federal do Rio de Janeiro, M.Sc. thesis, 172 p.</p>
<p>Platzer S. 1997. Whole rock geochemistry of the Aracê/Pedra Azul pluton. University of Utrecht, The Netherlands. Unpublished Master Thesis, 58 p.</p>
<p>Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K. 1987. Evidence for “frozen-in” magma mixing in Brasiliano calc-alkaline intrusions. The Santa Angélica pluton, souther Espírito Santo, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 17(4):498-506.</p>

<p>Schmitt, R.S. 2001. A orogenia Búzios – caracterização de um evento tectonometamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio – sudeste da Faixa Ribeira. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFRJ. Tese de Doutorado. 271 p.</p>
<p>Schmitt, R.S. 2008, www.acumenfund.orgwww.acumenfund.org: sexta feira 10 de Outubro de 2008. public service Ads by Google. Palestra, Evolução tectônica do Terreno Cabo Frio e sua conexão com a África.</p>
<p>Signorelli, N. 1993. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-II, Afonso Cláudio. In: Signorelli (org.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM, Brasília.153p.</p>
<p>Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews 12:1–33.</p>
<p>Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M. , Andreis R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 287-310.</p>
<p>Trouw, R. A. J.; Paciullo, F. V. P.; Ribeiro, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande Reinterpretada com Zona de Interferência Entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Cong. Bras. De Geologia., 38, Balneário Camboriú, SC, 1994. Bol. Res. Exp., SBG, v. 3, p. 234 -235.</p>
<p>Tuller M. P. 1993. Texto Explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI, Colatina. In: M.P. Tuller (org.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM Brasília. 163 p.</p>
<p>Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira,J.R., Valladares, C., Almeida, A., Silva, L.G.E., Medeiros, S.R., Almeida, C.G., Miranda, A., Ragatky, C.D., Mendes, J., Ludka, I., 2007. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, revista de geociências, Volume XV, Número 1, 67-79p.</p>

<p>Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M. 1998. The Pan African/Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton tectonics, Ouro Preto, M.G., 12-14p.</p>
<p>Valadares, S.C., Ragakty, D.S.S., 2000. The Quirino Complex: A Transamazonian Magmatic Arc (?) Of The Central Segment Of The Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil.</p>
<p>Vieira, V.S. 1997. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático; Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, Folha Cachoeiro de Itapemirim, SF.24-Z-V-A, Escala 1:250.000, Estados do Espírito Santo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Brasília: CPRM. (Relatório Final), 99p.</p>
<p>Wiedemann C. M. 1993. The evolution of the early Paleozoic, late to post collisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of espírito santo, eastern Brazil. An. Acad. Bras. Ci., 65(1):163-181.</p>
<p>Wiedemann C. M., Baye P., Horn H. A., Lammerer B., Ludka I. P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K. 1986. Maciços intrusivos do Espírito Santo e seu contexto regional. Rev. Bras. Geoc., .16(1):24-37.</p>
<p>Wiedemann C. M., Lammerer B, Mendes J. C., Ludka I. P. 1995. The Evolution of the Brasiliano/Panafrican Mobile Belt along the central part of the Brazilian coast (Espírito santo). In: CENTENNIAL GEOCONGRESS, Johannesburg. South Africa. Ext. Abst.</p>
<p>Wiedemann C. M., Ludeka I. P., Medeiros S. R., Mendes J. C., Moura J. C. 2000. Arquitetura de Plutons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira.</p>
<p>Wiedemann C. M., Mendes J. C., Costa-de-Moura J., Costa- Nascimento R., Ludka I. P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. In: SBG, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2 Excursions Guide, 57-76.</p>

Wiedemann C. M., Penha M. P., Schmidt-Thomé R. 1987. Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro state (Excursion Guide). SBG, Proceedings of the International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 1, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 17(4):674-689.

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.

Yardley, B.W.D.,1994. Introdução à Petrologia Metamórfica. Traduzido por Reinhardt A. Fuck, Brasília, Ed. Universitária de Brasília, 340p.

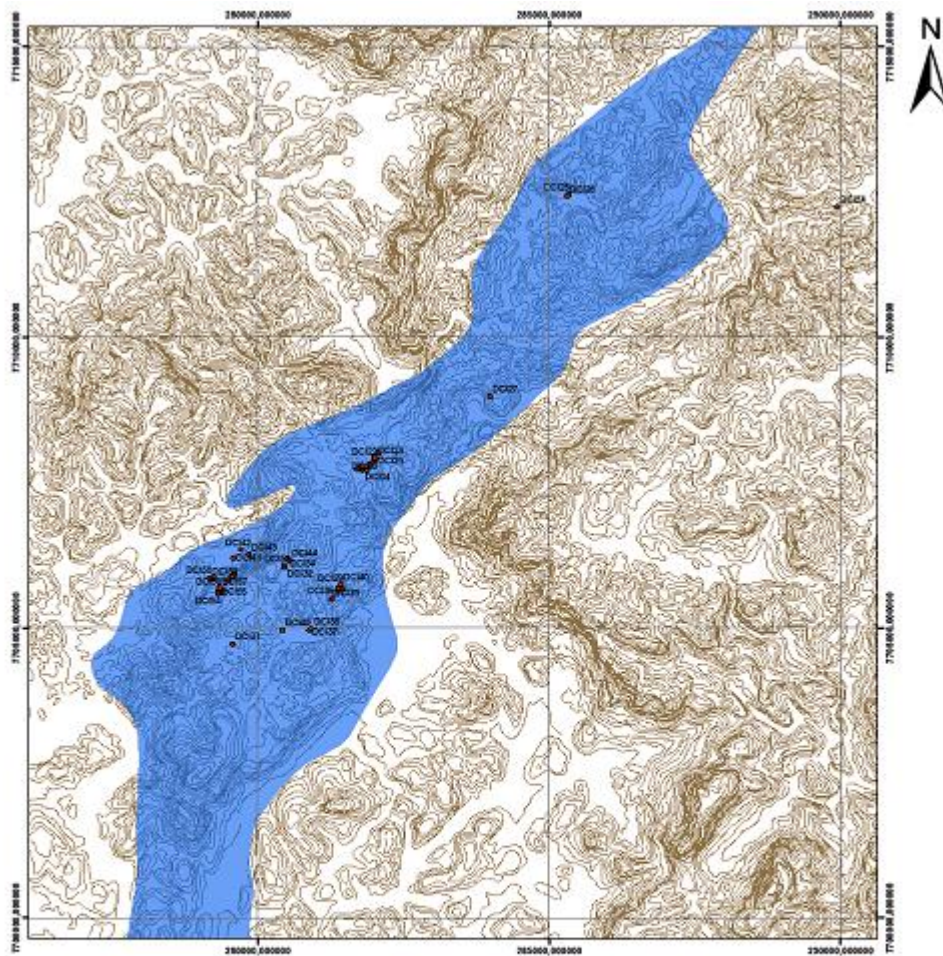
ANEXO 1 - TABELA DE PONTOS

Ponto	Descrição do Litotipo	Frente de Lavra	Coordenada X	Coordenada Y	Pedreira	Localidade
DCI01	Mármore Pinta Verde		281880	7707714	St. Clara	Alto Gironda
DCI02	Dique de Granito		281976	7707841	St. Clara	Alto Gironda
DCI03	Dique de Granito		281927	7707809	St. Clara	Alto Gironda
DCI04	Mármore Aquarela	B	281798	7707714	St. Clara	Alto Gironda
DCI05	Mármore Aquarela	B	281801	7707746	St. Clara	Alto Gironda
DCI06	Mármore Cintilante Azul	B	281797	7707742	St. Clara	Alto Gironda
DCI07	Mármore Cachoeiro White	B	281788	7707770	St. Clara	Alto Gironda
DCI08	Mármore Acqua Marine	B	281777	7707786	St. Clara	Alto Gironda
DCI09	Mármore Cintilante Verde	A	281739	7707725	St. Clara	Alto Gironda
DCI10	Mármore Aquarela	A	281718	7707735	St. Clara	Alto Gironda
DCI11	Dique de Granito	A	281710	7707737	St. Clara	Alto Gironda
DCI12	Mármore Cachoeiro White	A	281708	7707729	St. Clara	Alto Gironda
DCI13	Dique de Granito	A	281706	7707726	St. Clara	Alto Gironda
DCI14	Granito		282083	7708001	St. Clara	Alto Gironda
DCI15	Mármore Cristalita White	C	282012	7707888	St. Clara	Alto Gironda
DCI16	Mármore Aquarela	C	282013	7707893	St. Clara	Alto Gironda
DCI17	Mármore Cintilante Verde	C	282007	7707899	St. Clara	Alto Gironda
DCI18	Mármore Pinta Verde	C	282006	7707918	St. Clara	Alto Gironda
DCI19	Mármore Pinta Verde	C	282000	7707931	St. Clara	Alto Gironda
DCI20	Mármore Cristalita White	D	282028	7707895	St. Clara	Alto Gironda
DCI21	Mármore Aquarela	D	282023	7707901	St. Clara	Alto Gironda
DCI22	Mármore Cintilante Verde	D	282023	7707908	St. Clara	Alto Gironda
DCI23	Mármore Pinta Verde	D	282017	7707920	St. Clara	Alto Gironda
DCI24	blocos selecionados		289952	7712239	Mocal	Vargem Alta
DCI25	Mármore Pinta Verde/Granito	E	285340	7712450	Mocal	Claro Dias
DCI26	Dique de Granito	E	285312	7712425	Mocal	Claro Dias

Ponto	Descrição do Litotipo	Frete de Lavra	Coordenada X	Coordenada Y	Pedreira	Localidade
DCI27	Granito e anfibolito	E	283987	7708980	Mocal	Claro Dias
DCI28	Mármore/intrusão Dique de Granito		281455	7705653	Provale	Alto Moledo
DCI29	Mármore/intrusão Dique de Granito		281429	7705720	Provale	Alto Moledo
DCI30	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		281376	7705622	Provale	Alto Moledo
DCI31	Mármore calcítico/dolomítico		279571	7704714	Provale	Alto Moledo
DCI32	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		280465	7706029	Provale	Alto Moledo
DCI33	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		280461	7706069	Provale	Alto Moledo
DCI34	Mármore/intrusão Dique de Granito		280514	7706184	Provale	Alto Moledo
DCI35	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		281380	7705670	Provale	Alto Moledo
DCI36	Mármore calcítico/dolomítico		281281	7705505	Provale	Alto Moledo
DCI37	Mármore calcítico/dolomítico		280887	7704956		Itaoca Pedra
DCI38	Mármore calcítico/dolomítico		280925	7704982		Itaoca Pedra
DCI39	Mármore dolomítico bandado		281267	7705479		Itaoca Pedra
DCI40	Mármore calcítico/dolomítico		281431	7705748	Provale	Alto Moledo
DCI41	Mármore calcítico/dolomítico		279585	7706198	Mibita	Itaoca Pedra
DCI42	Mármore/Dique de Granito e anfibolito		279718	7706342	Mibita	Itaoca Pedra
DCI43	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279849	7706252	Provale	Alto Moledo
DCI44	Mármore/intrusão Dique de Granito		280546	7706154	Provale	Alto Moledo
DCI45	Mármore calcítico/dolomítico		280428	7704953	Provale	Alto Moledo
DCI46	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279605	7705909	EDK	Itaoca Pedra
DCI47	Mármore/intrusão Dique de Granito		279567	7705861	EDK	Itaoca Pedra
DCI48	Mármore/intrusão Dique de Granito		279510	7705819	EDK	Itaoca Pedra
DCI49	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279443	7705762	EDK	Itaoca Pedra
DCI50	Mármore(grafitoso)/Dique de anfibolito		279404	7705638	EDK	Itaoca Pedra
DCI51	Mármore(grafitoso)/Dique de anfibolito		279391	7705598	EDK	Itaoca Pedra
DCI52	Mármore/intrusão Dique de Granito		279374	7705595	EDK	Itaoca Pedra
DCI53	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279372	7705621	EDK	Itaoca Pedra
DCI54	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279323	7705583	EDK	Itaoca Pedra



Ponto	Descrição do Litotipo	Frente de Lavra	Coordenada X	Coordenada Y	Pedreira	Localidade
DCI55	Mármore/intrusão Dique de Granito		279333	7705633	EDK	Itaoca Pedra
DCI56	Mármore(cal/dol)/Dique de anfibolito		279350	7705658	EDK	Itaoca Pedra
DCI57	Mármore/intrusão Dique de Granito		279343	7705690	EDK	Itaoca Pedra
DCI58	Mármore calcítico/dolomítico		279244	7705863	EDK	Itaoca Pedra
DCI59	Mármore calcítico/dolomítico		279178	7705837	EDK	Itaoca Pedra

ANEXO 2 – MAPA DE PONTOS



Mapa de Pontos
Mármore da região Sul de Espírito Santo

Legenda

-  Corpo lenticular de mármore
-  Pontos visitados

0 600 1.200 2.400 3.600 4.800
Meters