



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO A
OESTE DA SERRA DAS BICAS, CARRANCAS,
ESTADO DE MINAS GERAIS**

THALES THIAGO CHAGAS SANTOS AZEVEDO

ORIENTADOR: Prof. Dr. CIRO ALEXANDRE ÁVILA
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)

JUNHO, 2010
RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO À
OESTE DA SERRA DAS BICAS, CARRANCAS,
ESTADO DE MINAS GERAIS**

THALES THIAGO CHAGAS SANTOS AZEVEDO

APROVADA POR:

Dr. Ciro Alexandre Ávila

Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos

Dr. Everton Marques Bongioiolo

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)

JUNHO, 2010
RIO DE JANEIRO – BRASIL

FICHA CATALOGRÁFICA

AZEVEDO, Thales Thiago Chagas Santos

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO À OESTE DA SERRA DAS BICAS,
CARRANCAS, ESTADO DE MINAS GERAIS**

XVI, 79 p., 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2010).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.

- 1 – Carrancas
- 2 – Serra das Bicas
- 3 – Rochas Metaultramáficas
- 4 – Gnaisses
- 5 – Petrografia

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

RESUMO

Azevedo, T.T.C.S. **Mapeamento geológico na região à oeste da Serra das Bicas, cidade de Carrancas, estado de Minas Gerais.** Ano 2010, XVI, 79p. Trabalho de Conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A evolução geológica da região de Carrancas envolve rochas do embasamento Arqueano - Paleoproterozóico e unidades metassedimentares neoproterozóicas da bacia Andrelândia. Para melhor compreensão dessa evolução geológica procurou-se a individualização geológica e a caracterização petrográfica dos corpos gnáissicos e de diversos corpos descontínuos de rochas metaultramáficas e anfibolíticas, que afloram na região a oeste da serra das Bicas, sul da cidade de Carrancas, estado de Minas Gerais.

Neste contexto foi realizado o mapeamento geológico na escala de 1:12.500 de uma área de aproximadamente 60km², além da caracterização mineralógica e petrográfica de rochas gnáissicas, metaultramáficas e anfibolíticas de vários pontos da área estudada, objetivando apontar as principais macroestruturas e microestruturas primárias, metamórficas e deformacionais, bem como as paragêneses metamórficas presentes nessas rochas. Ao fim buscou-se correlacionar os pulsos metamórficos regionais com aqueles caracterizados nos gnaisses, rochas metaultramáficas e anfibolíticas visando à inserção ou não dos mesmos na evolução Neoproterozóica da bacia Andrelândia.

A área mapeada encontra-se inserida na *klippe* Carrancas, que é constituída pela megasequência Andrelândia que é dividida em duas sequências, denominada respectivamente da base para o topo de Carrancas e Serra do Turvo. A sequência Carrancas inclui quatro unidades metassedimentares neoproterozóicas, sendo estas da base para o topo representadas por: gnaisses com intercalações de anfibolitos e rochas metaultramáficas; quartzitos com muscovita esverdeada; cloritóide filitos que gradam para estaurolita xistos, ambos com intercalações de quartzitos e filitos grafitosos; e a última unidade corresponde a um biotita xisto.

A *Klippe* Carrancas é uma estrutura regional formada durante a orogênese Brasileira e nela podem ser reconhecidas três fases de deformação (D1, D2 e D3). A fase D1 gerou empurrões para sudeste, lineação de estiramento com caimento médio de 25 graus para sudeste e dobras apertadas com planos axiais de baixo mergulho para sudeste e eixo curvo. A fase D2 gerou dobras assimétricas fechadas até apertadas com vergência para noroeste, planos axiais com mergulho médio de 45 graus para sudoeste-sudeste e eixos de baixo caimento para

sudoeste-sudeste. A fase D3 formou dobras abertas com planos axiais íngremes de traço norte-sul e eixos suaves para sul ou norte.

As unidades gnáissicas encontradas à oeste da serra das Bicas ao sul da cidade de Carrancas, apresentam características mineralógicas e texturais como granulação fina, bandamento caracterizado pela alternância de níveis quartzo feldspáticos e biotíticos, apresentam níveis com cristais de feldspato que podem ser porfiroblastos ou cristais reliquiares do protólito, índices de cor hololeucocráticos a leucocrático, pegmatitos associados, bem como rochas metaultramáficas.

As rochas metaultramáficas que ocorrem associadas com os gnaisses são representadas por serpentinitos, talcositos, talco xistos, clorititos, anfibolititos, clorita xisto e tremolita xisto. Os serpentinitos apresentam variações texturais, representado por rochas maciças com nódulos carbonáticos e rochas bandadas com níveis de serpentina, tremolita e talco. Os talcositos são representados por variedades maciças com pirita limonitizada, maciças com nódulos de talco, maciços com níveis ricos em magnetita e variedades foliadas.

As rochas metamáficas que ocorrem associadas aos gnaisses são representadas por anfibolititos compostos essencialmente de hornblenda e plagioclásio, os quais variam texturalmente entre maciços e foliados.

As rochas gnáissicas e metaultramáficas apresentam as fases de deformação D1, D2 e D3 descritas nas rochas metassedimentares da *klippe* Carrancas, corroborando a hipótese das mesmas estarem ligadas a evolução geológica da bacia Andrelândia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela oportunidade de ser uma pessoa ileso de deficiências físicas e psicológicas e por me abençoar, tornando-me uma pessoa útil para a sociedade em que eu vivo, tanto em âmbito acadêmico, quanto em todas as vertentes da sociedade.

Agradeço à minha família como um todo em especial aos meus pais Valter Cosme Azevedo, Ana Lúcia Chagas Santos além da minha avó materna Antônia Eugênia Chagas Santos pelo apoio incondicional e pelo grande investimento em minha educação.

Ao meu orientador Ciro Alexandre Ávila que com a sua perspicácia viu na minha pessoa um talento mal lapidado e investiu em mim transferindo parte do seu conhecimento a fim de me tornar um geólogo competente em todas as áreas possíveis onde fosse atuar. Além de ser um grande amigo e conselheiro.

Ao grande professor Joel Gomes Valença que me deu lições essenciais sobre a Geologia e sobre a vida

Aos meus amigos de faculdade como um todo, sendo eles colegas de classe, calouros, companheiros do Diretório Acadêmico Joel Gomes Valença, da empresa júnior XISTO – Empresa Júnior de Geologia da UFRJ que sempre me apoiaram em minhas decisões pessoais e me motivaram para tornar o homem que sou hoje. Um agradecimento especial ao meu amigo Filipe Menezes Rocha pelo apoio em inúmeras situações da faculdade como trabalhos de campo, disciplinas e de essencial ajuda na confecção dessa presente monografia.

“ Procure ser um homem de valor, em vez de ser um homem de sucesso.”

Albert Einstein

| SUMÁRIO | | Pág. |
|---|--|--------------|
| I – CAPA | | I |
| II - CONTRA CAPA | | II |
| III – FICHA CATALOGRÁFICA | | III |
| IV – RESUMO | | IV-V |
| V – AGRADECIMENTOS | | VI |
| VI – SUMÁRIO | | VI-VIII |
| VII - ÍNDICE DE TABELAS | | IX |
| VIII - ÍNDICE DE FIGURAS | | X-XVI |
| | | |
| 1 – INTRODUÇÃO | | 1-3 |
| 2 – OBJETIVOS E COMO ALCANÇÁ-LOS | | 4 |
| 3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO | | 5-6 |
| 4 – METODOLOGIA DE TRABALHO | | 7-12 |
| 4.1 - INTRODUÇÃO | | 7 |
| 4.2 – ETAPA DE CAMPO | | 7-11 |
| 4.2.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO | | 7-10 |
| 4.2.2 – COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHAS | | 10 |
| 4.2.3 – COLETA DE SAPRÓLITOS | | 10-11 |
| 4.3 – ETAPA DE LABORATÓRIO | | 11 |
| 4.3.1 – PETROGRAFIA | | 11 |
| 4.4 – ETAPA DE ESCRITÓRIO | | 11-12 |
| 5 – GEOLOGIA REGIONAL | | 13-21 |
| 5.1 – INTRODUÇÃO | | 13-17 |
| 5.2 – MEGASSEQUÊNCIAS PROTEROZOÍCAS | | 17-21 |
| 5.2.1 – MEGASSEQUÊNCIAS SÃO JOÃO DEL REI | | 18-19 |
| 5.2.1 – MEGASSEQUÊNCIAS CARANDAÍ | | 19 |
| 5.2.1 – MEGASSEQUÊNCIAS ANDRELÂNDIA | | 20-21 |
| 6 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA | | 22-60 |
| 6.1 – INTRODUÇÃO | | 22 |
| 6.2 – SEQUÊNCIA DE GNAISSES BANDADOS E MACIÇOS | | 22-36 |
| 6.2.1 – ASPECTOS DE CAMPO | | 22-27 |
| 6.2.2 – PETROGRAFIA | | 27-36 |
| 6.3 – ROCHAS METAULTRAMÁFICAS | | 37-60 |
| 6.3.1 – INTRODUÇÃO | | 37-38 |
| 6.3.2 – SERPENTINITOS | | 38-44 |
| 6.3.2.1 - ASPECTOS DE CAMPO | | 38-39 |
| 6.3.2.2 – PETROGRAFIA DOS SERPENTINITOS | | 39-44 |
| 6.3.3 – TALCOSITOS | | 44-48 |
| 6.3.3.1 - ASPECTOS DE CAMPO | | 44-48 |
| 6.3.4 – CLORITITOS | | 48-50 |
| 6.3.4.1 - ASPECTOS DE CAMPO | | 48-50 |
| 6.3.5 – ANFIBOLITITOS | | 50-51 |
| 6.3.5.1 - ASPECTOS DE CAMPO | | 50-52 |
| 6.3.5.2 – PETROGRAFIA DOS ANFIBOLITITOS | | 50-52 |
| 6.4 – ANFIBOLITOS | | 53-62 |
| 6.4.1 – ASPECTOS DE CAMPO | | 52 |
| 6.4.2 – PETROGRAFIA | | 53-62 |
| 6.4.2.1 – ANFIBOLITOS MACIÇOS | | 54-57 |

| | |
|----------------------------------|-------|
| 6.4.2.1 – ANFIBOLITOS FOLIADOS | 57-61 |
| 6.4.3 – EVOLUÇÃO MINERALÓGICA | 61-62 |
| 6.5 – MEGASSEQUÊNCIA ANDRELÂNDIA | 62-64 |
| 6.5.1 - UNIDADE A1 + A2 | 62 |
| 6.5.2 - UNIDADE A3 | 62 |
| 6.5.3 - UNIDADE A4 | 63-64 |
| 7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL | 65-69 |
| 8 – METAMORFISMO | 69-73 |
| 9 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES | 73-74 |
| 10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 75-80 |

ÍNDICE DE TABELAS

Pág.

| | |
|---|------|
| Tabela 1- Relação de amostras coletadas em 2009 com especificação de quantidade, código da amostra, litótipo, observações eventuais, orientação e laminação | 8-9 |
| Tabela 2 – Listagem das lâminas feitas com amostras recolhidas no trabalho de campo no ano de 2008 com especificação de quantidade, código da amostra, litologia e laminação | 9-10 |

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Articulação geográfica da região estudada em relação às folhas topográficas 1:50.000 do IBGE | 5 |
| Figura 2 - Imagem de satélite do Google Earth mostrando as feições geomorfológicas da área | 6 |
| Figura 3 - Contorno aproximado do cráton São Francisco segundo Alkmin <i>et al.</i> (1993) e suas faixas móveis marginais | 13 |
| Figura 4 - Mapa tectônico regional de Trouw <i>et al.</i> (2000) | 14 |
| Figura 5 - Mapa geológico simplificado do sul de Minas segundo Paciullo (2000) | 15 |
| Figura 6 - Mapa metamórfico regional incluindo a região sul de Minas Gerais e a <i>Klippe Carrancas</i> (Trouw <i>et al.</i> , 2000) | 16 |
| Figura 7 - Sistema de <i>nappes</i> no sul de Minas Gerais segundo Paciullo (2000) | 17 |
| Figura 8 - Carta estratigráfica das sequências proterozóicas do sul de Minas Gerais segundo Ribeiro, inédito | 18 |
| Figura 9 - Painel esquemático mostrando a provável distribuição das unidades da Megassequência Andrelândia segundo Ribeiro, inédito. | 20 |
| Figura 10 - Escarpa com gnaisses tipo I em região próxima ao contato com os quartzitos com mica esverdeada da serra das Bicas | 23 |
| Figura 11 - Gnaisse tipo I mostrando alternância centimétrica à métrica de níveis quartzo feldspáticos e biotíticos. Destaca-se que os níveis félsicos estão boudinados | 23 |
| Figura 12 - Detalhe do bandamento milimétrico a centimétrico entre camadas máficas e félsicas | 23 |
| Figura 13 - Cristais de feldspato centimétricos associados aos níveis félsicos, que poderiam corresponder a porfiroblastos ou cristais reliquiares do protólito | 24 |
| Figura 14 - Presença de camadas félsicas pegmatíticas centimétricas concordantes a foliação do gnaisse tipo I | 24 |
| Figura 15 - Principal forma de como afloram os gnaisses tipo II | 25 |
| Figura 16 - Gnaisse hololeucocrático tipo II com marcante orientação dos seus minerais e ausência do bandamento típico dos gnaisses tipo I | 25 |
| Figura 17 - Voçoroca onde é possível de se observar exposições saprolíticas do gnaisse tipo III | 25 |

| | |
|---|----|
| Figura 18- Saprólito do gnaissse tipo III mostrando bandamento composicional preservado, onde é possível de se identificar os níveis máficos e félsicos | 26 |
| Figura 19- Intercalação de níveis máficos e félsicos onde a espessura de cada um dos níveis pode variar amplamente | 26 |
| Figura 20- Pegmatito boudinado associado ao nível máfico do gnaissse tipo III | 26 |
| Figura 21- Clorita tremolita xisto truncando a foliação presente no gnaissse tipo III | 27 |
| Figura 22- Granulação fina do gnaissse tipo I | 27 |
| Figura 23- Índice de cor leucocrático e a textura granolepidoblástica do gnaissse tipo I | 28 |
| Figura 24- Bandamento metamórfico do gnaissse tipo I | 28 |
| Figura 25- Paragênese entre biotita (biot) e epidoto (epi) no gnaissse tipo I | 28 |
| Figura 26- Associação entre microclina (micro) e muscovita no gnaissse tipo I | 29 |
| Figura 27- Cristal de allanita (alla) envolvido por epidoto (epi) no gnaissse tipo I | 29 |
| Figura 28- Associação de grão euédrico de zircão (Zir) com biotita (Biot) e epidoto (epi), enquanto allanita (alla) é envolvida por epidoto no gnaissse tipo I. Nicóis paralelos | 29 |
| Figura 29- Associação de grão euédrico de zircão (Zir) com biotita (Biot) e epidoto (epi), enquanto allanita (alla) é envolvida por epidoto no gnaissse tipo I. Nicóis cruzados | 30 |
| Figura 30 - Índice de cor hololeucocrático do gnaissse tipo II | 30 |
| Figura 31 – Granulação fina do gnaissse tipo II | 31 |
| Figura 32 - Textura heterogranular do gnaissse tipo II | 31 |
| Figura 33 – Abundância dos cristais de muscovita (musc) no gnaissse tipo II, que corresponde a um dos principais parâmetros para a individualização dos mesmos dos gnaisses tipo I | 31 |
| Figura 34 - Cristal de allanita (Alla) circundado por epidoto (Epi) xenoblástico caracterizando um padrão textural em corona nos gnaisses tipo II | 32 |
| Figura 35 – Associação entre grão de clinozoisita (Clinoz) e biotita no gnaissse tipo II | 32 |
| Figura 36 – Granulação fina do gnaissse tipo III | 33 |
| Figura 37 - Textura granolepidoblástica do gnaissse tipo III dada pela orientação dos cristais de biotita | 33 |
| Figura 38 - Cristal de allanita (Alla) circundado por epidoto (Epi) caracterizando a textura em corona em gnaissse do tipo III | 33 |

| | |
|--|----|
| Figura 39 - Cristal de zircão (Zir) em associação com grãos de biotita em gnaissé do tipo III. Nicóis paralelos | 34 |
| Figura 40 - Cristal de zircão (Zir) em associação com grãos de biotita em gnaissé do tipo III. Nicóis cruzados | 34 |
| Figura 41 - Paragênese metamórfica envolvendo biotita (Biot) + epidoto (Epi) + allanita (Alla) + titanita (Tit) | 34 |
| Figura 42 - Cristal de mineral opaco parcialmente corroído em amostra do gnaissé tipo III | 35 |
| Figura 43 - Cristal de titanita prismático em amostra do gnaissé tipo III | 35 |
| Figura 44 – Imagem em estereomicroscópio mostrando diversos grãos irregulares de estaurólita do gnaissé tipo III | 35 |
| Figura 45 – Imagem em estereomicroscópio mostrando um grão de cianita do gnaissé tipo III | 36 |
| Figura 46 – Blocos in situ de rocha metaultramáfica no topo de um morro na área estudada. | 37 |
| Figura 47 – Afloramento de serpentinito acamadado em meio a gnaisses | 37 |
| Figura 48 - Perfil esquemático do corpo metaultramáfico acamadado referente ao ponto BS-14. Siglas referente a granulação das rochas metaultramáficas: G – grosso; M – médio; F – fino; MF – muito fino | 38 |
| Figura 49 - Serpentinito fino com nódulos carbonáticos subcirculares centimétricos. | 39 |
| Figura 50 - Serpentinito acamadado com níveis escuros onde predomina serpentina e níveis claros onde predomina tremolita e talco | 39 |
| Figura 51 – Serpentinito mostrando porções com o predomínio de serpentina (azul) + opacos e porções com maior quantidade de tremolita + talco (minerais coloridos). Nicóis cruzados | 40 |
| Figura 52 – Serpentinito mostrando porções com o predomínio de serpentina (incolor) + opacos e porções com maior quantidade de tremolita + talco (laranja). Nicóis paralelos | 40 |
| Figura 53 – Grão de clorita associado à massa com serpentina e em bordejando cristal de tremolita. Nicóis cruzados | 40 |
| Figura 54 – Grão de clorita associado à massa com serpentina e em bordejando cristal de tremolita. Nicóis paralelos | 41 |

| | |
|---|----|
| Figura 55 - Cristal de tremolita com crescimento tardio de serpentina fibrosa sobre o mesmo. Nicóis cruzados | 41 |
| Figura 56 – Massa de serpentina com cristal de mineral opaco com forma alongada imerso na mesma. Nicol cruzado | 42 |
| Figura 57 – Massa de serpentina com cristal de mineral opaco com forma alongada imerso na mesma ocasionando a formação de um halo de alteração. Nicóis paralelos | 42 |
| Figura 58 - Cristais de talco hipidioblásticos, orientados conforme a foliação e imersos em uma matriz rica em serpentina. Nicóis cruzados | 42 |
| Figura 59 - Cristais de talco hipidioblásticos, orientados conforme a foliação e imersos em uma matriz rica em serpentina. Nicóis paralelos | 43 |
| Figura 60 – Grão de siderita com clivagem romboédrica | 44 |
| Figura 61 - Grão de siderita em meio a massa de serpentina. Nicóis cruzados | 44 |
| Figura 62 - Grão de siderita em meio a massa de serpentina. Nicóis paralelos | 44 |
| Figura 63 – Exposição de talcosito com cristais centimétricos e dispersos de pirita limonitizada | 45 |
| Figura 64 – Detalhe da exposição de talcosito com cristais centimétricos e dispersos de pirita limonitizada | 45 |
| Figura 65 - Talcositos com nódulos de talco | 46 |
| Figura 66 - Detalhe de um nódulo de talco no talcosito | 46 |
| Figura 67 - Talcositos com cavidades anteriormente preenchidas com nódulos de talco | 46 |
| Figura 68 - Detalhe mostrando as cavidades deixadas pela saída dos nódulos de talco do talcositos | 47 |
| Figura 69 - Talcositos com níveis ricos em magnetita variando de hipidioblástica a xenoblástica | 47 |
| Figura 70 – Talcosito foliado com crenulação bem marcada, diferentemente dos talcositos maciços | 47 |
| Figura 71 – Talcosito foliado com crenulação bem marcada e grãos de magnetita milimétrica | 48 |
| Figura 72 – Vista parcial do principal afloramento do cloritito da área estudada | 48 |
| Figura 73 - Aglomerados monominerálicos de clorita de granulação grossa, representando uma das fácies do cloritito | 49 |

| | |
|--|----|
| Figura 74 - Detalhe do cloritito de granulação grossa | 49 |
| Figura 75 – Cloritito formado por aglomerados de clorita de granulação fina a média com cristais euédricos centimétricos de tremolita | 49 |
| Figura 76 - Detalhe dos cristais centimétricos de tremolita imersos em meio a uma massa de clorita mais fina | 50 |
| Figura 77 - Detalhe de um cristal centimétrico de ilmenita em meio ao cloritito fino a médio | 50 |
| Figura 78 – Exemplar do anfibolitito de granulação média com cristais tabulares de anfibólio | 51 |
| Figura 79 - Cristal hipidioblástico de hornblenda com clivagem evidente no anfibolitito | 51 |
| Figura 80 - Fotomicrografia de um cristal de hornblenda bordejado por clorita | 52 |
| Figura 81 – Detalhe mostrando cristais de clorita bordejando hornblenda | 52 |
| Figura 82 – Grão hipidioblástico de clorita associado aos minerais opacos no anfibolitito | 52 |
| Figura 83 - Variedade textural maciça dos anfibolitos presente na porção sudoeste da área estudada | 53 |
| Figura 84 - Variedade textural foliada dos anfibolitos presente na porção oeste da área estudada | 53 |
| Figura 85 – Granulação média dos anfibolitos maciços, evidenciada pelo tamanho dos grãos de hornblenda e plagioclásio | 54 |
| Figura 86 – Variação das cores de pleocroísmo da hornblenda apontando para a presença de zonamento composicional da mesma | 54 |
| Figura 87 – Grão de hornblenda com contorno tabular fortemente recristalizado, formando um mosaico de pequenos grãos também prismáticos | 55 |
| Figura 88 – Grão de hornblenda maior com um mosaico de pequenos grãos de titanita crescidos nas suas bordas e no contato com outro grão de hornblenda | 55 |
| Figura 89 – Grão de hornblenda zonado com cristais aciculares de minerais opacos orientados | 55 |
| Figura 90 – Grão de hornblenda rico em <i>blebs</i> de quartzo | 56 |
| Figura 91 – Crescimento de biotita na borda de grão de hornblenda em contato com o plagioclásio epidotizado. | 56 |

| | |
|---|----|
| Figura 92 - Grãos de plagioclásio fortemente transformados para minerais do grupo do epidoto nas proximidades do contato com grãos de hornblenda. Nicóis paralelos | 57 |
| Figura 93 - Grãos de plagioclásio fortemente transformados para minerais do grupo do epidoto nas proximidades do contato com grãos de hornblenda. Nicóis cruzados | 57 |
| Figura 94 – Minerais opacos bordejados por titanita, que teria crescido durante o metamorfismo | 58 |
| Figura 95 – Granulação média e aspecto alongado da hornblenda e dos minerais félsicos indicando claramente a foliação dos anfibolitos presentes perto da serra das Bicas | 58 |
| Figura 96 – Grão de hornblenda com pleocrosísmo verde claro a verde escuro | 59 |
| Figura 97 – Grão de biotita hipidioblástico associado a hornblenda e aos minerais opacos | 59 |
| Figura 98 - Fotomicrografia mostrando cristais de biotita preenchendo microfraturas que atravessam os cristais de anfibólio | 60 |
| Figura 99 – Grãos de biotita orientados conforme a foliação do anfibolito e bordejando um grão de hornblenda | 60 |
| Figura 100 – Grão de granada associado ao epidoto e a hornblenda no anfibolito | 61 |
| Figura 101 - Bandamento composicional definido por camadas tabulares delgadas enriquecidas ou não em biotita | 62 |
| Figura 102 - Lajedo numa drenagem de quartzito mica verde com foliação paralela ao acamamento | 63 |
| Figura 103 - Lajedo com quartzito mica verde com lineação para nordeste | 63 |
| Figura 104 - Intercalações milimétricas a métricas de filito cinza e quartzito | 64 |
| Figura 105 - Afloramento mostrando a intercalação de níveis xistosos e bancos quartzíticos | 64 |
| Figura 106 - Estereograma mostrando a lineação de estiramento L1 | 66 |
| Figura 107 - Estereograma mostrando os pólos dos planos axiais S1 | 66 |
| Figura 108 - Estereograma mostrando os pólos dos planos axiais S2 | 67 |
| Figura 109 - Estereograma mostrando a lineação de estiramento L2 | 67 |
| Figura 110 – Lajedo de gnaiss tipo I onde se visualiza as três fases de deformação | 68 |
| Figura 111 – Amostra de talcosito foliado ou talco xisto onde se visualiza as três fases de deformação | 68 |

Figura 112 – Amostra de talcosito foliado ou talco xisto onde se visualiza as três fases de deformação 69

Figura 113 - Gráficos P-T segundo Carvalho (2010) para a associação mineralógica de cada fácies: A – cloritóide e granada; B – granada e estaurolita C – granada, estaurolita e cianita; D– cloritóide, granada,clorita e estaurolita 70

1- INTRODUÇÃO

A região ao sul da borda meridional do cráton São Francisco no estado de Minas Gerais apresenta evolução geológica bastante complexa por envolver fragmentos de crosta desde o Arqueano até o Neoproterozóico, destacando-se os complexos metamórficos Campos Gerais e Campo Belo, ambos Arqueanos (Teixeira *et al.*, 1998), as sequências *greenstone belts* Rio das Mortes e Nazareno (Ávila *et al.*, 2004), os corpos plutônicos e vulcânicos paleoproterozóicos do cinturão Mineiro (Ávila, 2000; Cherman, 2004; Ávila *et al.*, 2008) e as megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia (Ribeiro *et al.*, 1999; Paciuлло, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004).

Nesse sentido, a região de Carrancas apresenta interesse especial por apresentar um conjunto de gnaisses cuja evolução geológica vem sendo atribuída há décadas ao Neoproterozóico (Ribeiro *et al.*, 1999; Trouw *et al.*, 2000). Porém nesse sentido ainda permanecem dúvidas se os referidos gnaisses fariam parte da unidade A1+A2 da megassequência Andrelândia ou estariam associados a um pacote metassedimentar de uma sequência *greenstone belt*, que poderia ser Arqueana ou Paleoproterozóica.

Para tentar solucionar este problema foi selecionada e mapeada na escala 1:12.500 uma área envolvendo tanto os litótipos da serra das Bicas, quanto os gnaisses e os corpos metaultramáficos que ocorrem ao redor da mesma. Neste contexto, os quartzitos e xistos da serra das Bicas fazem parte da bacia Andrelândia, que corresponde a uma sucessão metassedimentar constituída por duas sequências, denominada respectivamente da base para o topo de Carrancas e Serra do Turvo.

A bacia Andrelândia, geotectonicamente, é considerada como formada em um ambiente de margem continental intraplaca desenvolvido na beira do paleocontinente São Francisco, cujas sucessões sedimentares foram deformadas durante a orogênese Brasileira (700-450 Ma) em um sistema de *nappes* dúcteis com transporte tectônico de topo para leste (Campos Neto & Caby, 1999). O registro dessa bacia foi preservado na denominada *klippe* Carrancas, que é uma estrutura regional formada durante a mencionada orogênese e nela podem ser reconhecidas três fases de deformação e metamorfismo (D1-M1, D2-M2 e D3-M3).

Os gnaisses encontrados na área mapeada foram distintos faciologicamente em três tipos diferentes segundo seus aspectos de campo e sua petrografia. O primeiro deles denominado gnaiss tipo I foi preferencialmente encontrado na região próxima a serra das Bicas. Distingue-se dos demais gnaisses da área estudada por possuir bandamento entre

camada máficas (mais delgadas) e félsicas (pegmatíticas). O gnaiss tipo I possui granulação fina, textura granolepidoblástica, bandamento metamórfico, índice de cor leucocrático e é composto por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, biotita, epidoto, clinozoisita, allanita, zoisita, zircão e minerais opacos.

O segundo tipo denominado gnaiss tipo II aflora em pequenos lajedos ou ocorre em blocos. Possui granulação fina, foliação bem marcada, é hololeucocrático e se distingue do gnaiss tipo I devido à ausência de bandamento. Apresenta textura heterogranular e é composto por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, muscovita, epidoto, clinozoisita, epidoto e minerais opacos. O índice de cor e a abundante presença de muscovita são os principais parâmetros para diferenciar o gnaiss tipo II dos gnaisses tipo I e III.

O terceiro tipo denominado gnaiss tipo III aflora sob a forma de lajedos (nos leitos das drenagens) ou em voçorocas sob a forma de exposições saprolíticas. Apresenta granulação variando de fina a média, bandamento metamórfico, pegmatitos associados, bem como rochas metaultramáficas, representadas por clorita xistos e tremolita xistos. É leucocrático, fino, apresenta textura granolepidoblástica e sua mineralogia é representada por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, epidoto, clinozoisita, allanita, zircão, titanita e minerais opacos. A principal diferença mineralógica das rochas dessa fácies para os demais tipos de gnaisses corresponde à presença de minerais opacos parcialmente corroídos e de titanita na paragênese metamórfica.

As rochas metaultramáficas encontradas correspondem a serpentinitos, talcositos, talco xistos, clorititos, anfibolititos, clorita xisto e tremolita xisto.

Os serpentinitos apresentam variações texturais, representadas por rochas maciças com nódulos carbonáticos e rochas bandadas com níveis de serpentina, tremolita e talco. Os serpentinitos bandados são compostos de serpentina, minerais opacos, clorita, tremolita e talco, enquanto os serpentinitos maciços com nódulos carbonáticos apresentam serpentina, minerais opacos, talco e siderita.

Os talcositos são representados por variedades maciças com piritita limonitizada, maciças com nódulos de talco, maciças com níveis ricos em magnetita e variedades foliadas.

Os clorititos afloram em conjunto com talcositos e serpentinitos e como todas as rochas metaultramáficas apresentam variação composicional, onde parte dos clorititos são representados por uma rocha exclusivamente formada de aglomerados monominerálicos de clorita, enquanto uma outra parte apresenta clorita associada a cristais centimétricos de tremolita e ilmenita.

Os anfibolititos são representados por rochas composta exclusivamente por cristais de anfíbólio e são encontrados associados com os serpentinitos e os talcositos foliados (talcoxistos).

As rochas metamáficas correspondem a anfibolitos, que são compostos essencialmente de hornblenda e plagioclásio, que podem variar entre maciços e foliados. Os anfibolitos maciços possuem granulação média, textura granonematoblástica e são compostos por hornblenda, plagioclásio, minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoisita, zoisita), quartzo, biotita, clorita, opacos, titanita e apatita. Os anfibolitos foliados distinguem-se dos maciços pela presença de foliação bem marcada e sua mineralogia é representada por hornblenda, granada, plagioclásio, minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoisita, zoisita), quartzo, biotita, minerais opacos, apatita, zircão.

2 - OBJETIVOS E COMO ALCANÇA-LOS

A presente monografia teve como objetivos a elaboração do mapa geológico e a caracterização petrográfica de diversos corpos descontínuos de rochas metaultramáficas e anfibolíticas que afloram na região a oeste da Serra das Bicas, a sul da cidade de Carrancas, estado de Minas Gerais.

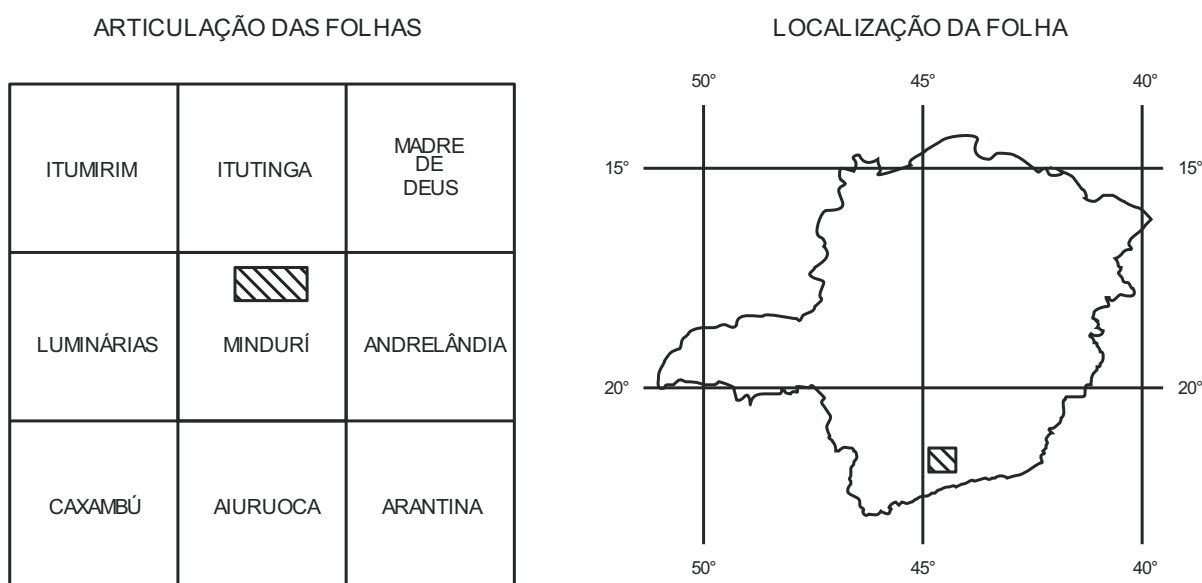
Para alcançar os objetivos propostos foram realizadas as seguintes etapas:

- Mapeamento geológico na escala de 1:12.500 de uma área de aproximadamente 60 km²;
- Estabelecimento em campo da relação temporal entre as diferentes unidades estudadas;
- Caracterização petrográfica dos diversos corpos de rochas metaultramáficas, anfibolíticas e dos gnaisses que ocorrem na área levantada;
- Interpretação de principais microestruturas primárias, metamórficas e deformacionais nas rochas metaultramáficas e anfibolíticas;
- Definição da paragênese metamórfica das rochas metaultramáficas e dos anfibolitos.

A partir do estudo realizado pretendeu-se correlacionar as feições metamórficas das rochas metaultramáficas e anfibolíticas com os pulsos metamórficos regionais, visando à inserção das mesmas na evolução paleoproterozóica do cinturão Mineiro ou neoproterozóica da bacia Andrelândia.

3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada na presente monografia tem 60 km² e engloba parte da porção norte da folha topográfica Mindurí (SF-23-X-C-IV-2) (Figura 1), mais especificamente a região entre as cidades de Carrancas e Andrelândia. Esta apresenta formato semelhante a um retângulo (Figura 2), onde o mesmo é delimitado pelas latitudes 21°30'S e 21°35'S e longitudes 44°40'W e 44°35'W. Destaca-se, ainda, que a principal feição geomorfológica da área estudada é a serra das Bicas.



CRÉDITO DA BASE CARTOGRÁFICA
Base planimétrica digitalizada a partir da compilação e redução para a escala 1:16.500 da folha impressa 1:50.000 SF-23-X-C-IV-2 Mindurí, IBGE, ANO 1975.

Figura 1 - Articulação geográfica da região estudada em relação às folhas topográficas 1:50.000 do IBGE, destacando-se em hachurado a área mapeada.

Para se acessar a área estudada a partir do Rio de Janeiro, utiliza-se a rodovia Washington Luiz (BR-040), que passa ao longo das cidades de Petrópolis, Juiz de Fora, Santos Dumont e Barbacena. Logo após a cidade de Barbacena, segue-se pela BR-265 passando pelas cidades de Barroso, Tiradentes, São João del Rei, São Sebastião da Vitória e Itutinga, onde a partir desta última se acessa uma estrada estadual asfaltada até a cidade de Carrancas. A partir de Carrancas podem ser utilizadas várias estradas não pavimentadas, destacando-se aquela que leva ao complexo de cachoeiras da Zilda na porção sudeste da área estudada e aquelas que levam as cidades de Luminárias e Mindurí.

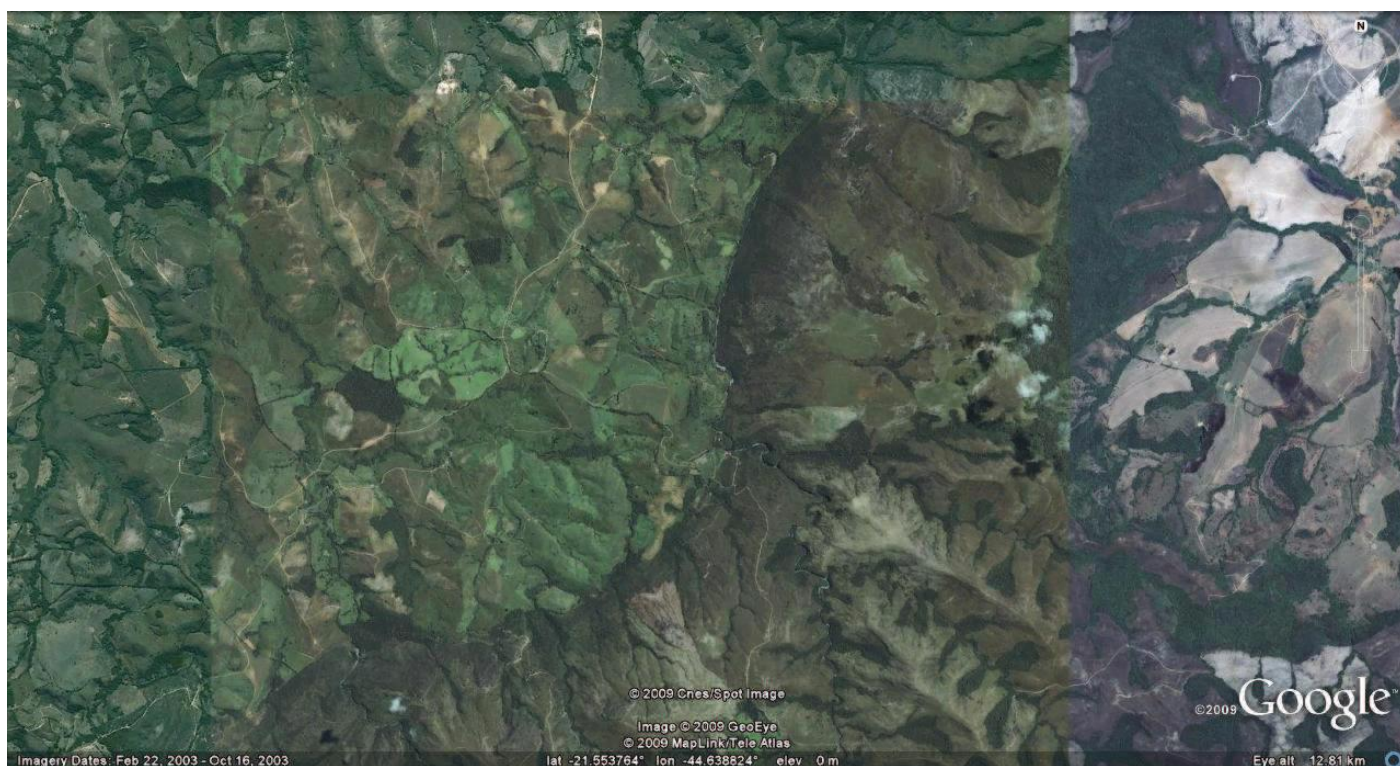


Figura 2 – Imagem de satélite do Google Earth mostrando as feições geomorfológicas da área.

4 - METODOLOGIA DE TRABALHO

4.1 – INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão abordadas as diferentes etapas (campo, laboratório e escritório) envolvidas na elaboração da presente monografia, bem como os principais métodos de trabalho.

No total foram coletados 64 fragmentos de rochas sendo 18 de metaultramáficas, 7 de rochas anfíbolíticas, 37 de gnaisses e 2 de xistos da megassequência Andrelândia (Tabela 1), que resultaram em 9 lâminas petrográficas das rochas metaultramáficas, 5 de rochas anfíbolíticas e 12 de gnaisses (Tabela 1). Ainda existem 40 amostras previamente coletadas por uma equipe que trabalhou na área anteriormente sendo que 17 correspondem a gnaisses, 4 a anfíbolitos e 19 a metaultramáficas onde todas as amostras foram laminadas (Tabela 2). Grande parte do acervo de amostras e lâminas petrográficas montado durante a presente monografia poderá ser utilizado por outros estudantes em estudos futuros da área em questão.

4.2 - ETAPA DE CAMPO

4.2.1 – Mapeamento geológico

Foi confeccionado um mapa geológico (Anexo I – Mapa geológico) na escala de semi-detalhe (1:12.500) a partir de 2 campanhas, que totalizaram 32 dias de campo. A primeira campanha foi realizada entre os dias 15 e 31 de julho de 2008, enquanto a segunda entre os dias 13 e 29 de julho de 2009. Durante estas duas campanhas foi utilizado o acesso pela rodovia BR-265, que liga a cidade de Itutinga a Carrancas e foram realizados 145 pontos geológicos (Anexo II – Mapa de pontos). Os 145 pontos geológicos foram plotados na ampliação 1:12.500 da folha topográfica Mindurí, a partir do uso de um GPS Garmin Etrex, utilizando o *datum* Córrego Alegre, sendo a localização conferida e confirmada a partir das feições topográficas.

A descrição dos pontos foi realizada em campo, a partir da observação do modo de ocorrência dos litótipos (lajedo, corte de estrada ou blocos), do grau de intemperismo da rocha (fresca, alterada ou saprólito), das feições em escala de afloramento (corpo concordante, discordante, bandamento, veios, pegmatitos) e de feições possíveis de serem identificadas em amostra de mão a olho nu ou usando uma lupa de 10x (mineralogia, textura, estruturas primárias e secundárias). Estruturas deformacionais (bandamento, foliação, lineação) quando identificadas, foram quantificadas usando-se bússola Eclipse Pro 8099 da Brunton® com declinação de 23° W.

TABELA DE AMOSTRAS(2009) - ÁREA BICAS SUL

| QUANTIDADE | CÓDIGO | Litótipo | Observações | Orientada | Laminada |
|------------|---------|-------------------|---|-----------|----------|
| 1 | BS-001A | Gnaiss | Lineação | | X(2) |
| 2 | BS-001B | Gnaiss | Veio félsico | X | X |
| 3 | BS-001C | Gnaiss | Nível máfico | | |
| 4 | BS-011 | Gnaiss | Níveis muscovíticos | X | |
| 5 | BS-012 | Gnaiss | Rico em bandas máficas | | |
| 6 | BS-013 | Gnaiss | Níveis muscovíticos | | |
| 7 | BS-013B | Gnaiss | Níveis muscovíticos | | |
| 8 | BS-014A | Anfibolito fino | | | |
| 9 | BS-014B | Anfibolito grosso | | | |
| 10 | BS-014C | Serpentinito | | | |
| 11 | BS-015A | Gnaiss | | | |
| 12 | BS-015A | Gnaiss | | | |
| 13 | BS-015B | Gnaiss | | | |
| 14 | BS-016B | Gnaiss | | | |
| 15 | BS-016C | Gnaiss | | | |
| 16 | BS-016D | Gnaiss | | | |
| 17 | BS-017A | Gnaiss | Crenulação | | |
| 18 | BS-017B | Gnaiss | Crenulação | | |
| 19 | BS-19 | Anfibolito | | | X |
| 20 | BS-023A | Talco xisto | | | |
| 21 | BS-023B | Talco xisto | | | |
| 22 | BS-025 | Turmalinito | | | X |
| 23 | BS-029 | Gnaiss | | | |
| 24 | BS-030 | Anfibolito | | | X |
| 25 | BS-032A | Anfibolito | | | |
| 26 | BS-032B | Anfibolito | | | |
| 27 | BS-034A | Serpentinito | Veios de tremolita ou talco | | X |
| 28 | BS-034B | Serpentinito | Veios de tremolita ou talco | | |
| 29 | BS-035A | Gnaiss | | | X |
| 30 | BS-035B | Anfibolito | | | |
| 31 | BS-037A | Gnaiss | Nível félsico | X | X |
| 32 | BS-037B | Gnaiss | Nível máfico | | X |
| 33 | BS-037D | Gnaiss | Amostra dobrada | X | |
| 34 | BS-039A | Gnaiss | Nível pegmatítico com granada | | |
| 35 | BS-039B | Gnaiss | Nível máfico | | X |
| 36 | BS-039C | Gnaiss | Nível félsico e máfico | | |
| 37 | BS-039D | Gnaiss | | | |
| 38 | BS-043 | Anfibolito | | | X |
| 39 | BS-055 | Gnaiss | | | |
| 40 | BS-056A | Gnaiss | | X | X |
| 41 | BS-056B | Gnaiss | | X | |
| 42 | BS-058 | Anfibolito | | | X |
| 43 | BS-067 | Gnaiss | Leucocrático com fenocristal de feldspato | | X |
| 44 | BS-075A | Gnaiss | Parte leste da Serra das Bicas | | |
| 45 | BS-075B | Gnaiss | Parte leste da Serra das Bicas | | |
| 46 | BS-075C | Gnaiss | Parte leste da Serra das Bicas | | |

Tabela 1 – Listagem das amostras coletadas em trabalho de campo no ano de 2009.

TABELA DE AMOSTRAS(2009) - ÁREA BICAS SUL

| QUANTIDADE | CÓDIGO | Litótipo | Observações | Orientada | Laminada |
|------------|---------|----------------------------|---|-----------|----------|
| 47 | BS-075D | Gnaissse | Parte leste da Serra das Bicas | | |
| 48 | BS-075E | Gnaissse | Parte leste da Serra das Bicas | X | X(2) |
| 49 | BS-081 | Gnaissse | | | |
| 50 | BS-083 | Granada estarurolita xisto | | | |
| 51 | BS-084 | Granada estarurolita xisto | | | |
| 52 | BS-094 | Gnaissse | | | |
| 53 | BS-099 | Gnaissse | Níveis ricos em porfiroblastos | | |
| 54 | BS-102A | Serpentinito | | | X |
| 55 | BS-102B | Gnaissse | Níveis ricos em porfiroblastos, textura augen | | X |
| 56 | BS-124A | Anfibolito | | | X |
| 57 | BS-124B | Anfibolito | | | X |
| 58 | BS-127A | Anfibolito | | | X |
| 59 | BS-127B | Anfibolito | | | X |
| 60 | BS-127C | Anfibolito | | | |
| 61 | BS-128 | Tremolita talco xisto | | | |
| 62 | BS-134 | Anfibolitito | | | X |
| 63 | F1 | Serpentinito | | | X |
| 64 | F2 | Serpentinito | | | X |

Tabela 1 (continuação) – Listagem das amostras coletadas em trabalho de campo no ano de 2009.

| Listagem de Lâminas(2008)-Área Bicas Sul | | |
|--|-------------------|-----------------|
| | Código da amostra | Litologia |
| 1 | EA-1 | Gnaissse |
| 2 | EA-3 | Anfibolito |
| 3 | EA-12 | Anfibolitito |
| 4 | EA-13 | Metaultramáfica |
| 5 | EA-14 | Anfibolito |
| 6 | EA-19 | Gnaissse |
| 7 | EA-21 | Anfibolito |
| 8 | EA-23B | Gnaissse |
| 9 | EA-30 | Gnaissse |
| 10 | EA-31 | Gnaissse |
| 11 | EA-34 | Gnaissse |
| 12 | EA-39 | Talco xisto |
| 13 | EA-44 | Anfibolito |
| 14 | EA-51A | Gnaissse |
| 15 | EA-51B | Gnaissse |
| 16 | EA-52B | Gnaissse |

Tabela 2 – Listagem das lâminas feitas com amostras recolhidas no trabalho de campo no ano de 2008.

| Listagem de Lâminas(2008)-Área Bicas Sul | | |
|--|-------------------|--------------|
| | Código da amostra | Litologia |
| 17 | EA-54A | Gnaisse |
| 18 | EA-54B | Gnaisse |
| 19 | EA-58 | Gnaisse |
| 20 | EA-59A | Anfibolitito |
| 21 | EA-59C | Serpentinito |
| 22 | EA-220 | Gnaisse |
| 23 | BA-5 | Gnaisse |
| 24 | BA-8 | Gnaisse |
| 25 | BA-17 | Gnaisse |
| 26 | BA-25(3) | Anfibolitito |
| 27 | BA-25H | Anfibolitito |
| 28 | BA-25I | Anfibolitito |
| 29 | BA-25J | Anfibolitito |
| 30 | BA-26 | Anfibolitito |
| 31 | BA-26b | Anfibolitito |
| 32 | BA-27 | Turmalinito |
| 33 | BA-27a | Turmalinito |
| 34 | BA-27b | Gnaisse |
| 35 | BA-28 | Anfibolitito |
| 36 | BA-39 | Serpentinito |
| 37 | BA-47a | Serpentinito |
| 38 | BA-47B | Serpentinito |
| 39 | BA-67a | Anfibolitito |
| 40 | BA-67B | Anfibolitito |

Tabela 2 (continuação) – Listagem das amostras coletadas em trabalho de campo no ano de 2008.

Para a delimitação dos litótipos foi usado o método de caminhamento em seções transversais ao *strike* das camadas, definindo-se os seus contatos.

4.2.2 – Coleta de amostras de rochas

As amostras foram coletadas com o objetivo de serem utilizadas para a confecção de lâminas petrográficas e, parte das mesmas, serem preparadas para análise química. A amostragem levou em consideração a representatividade do fragmento coletado e o grau de intemperismo, que no caso das amostras para o estudo geoquímico deve ser inexistente. Além do intemperismo, foram evitadas amostras com evidências de mudanças na sua estrutura devido à proximidade com veios de quartzo e de epidoto.

4.2.3 – Coleta de saprólitos

As amostras de saprólitos de alguns litótipos de maior interesse da região foram coletadas com o objetivo do estudo da mineralogia dos mesmos que não é visualizada em petrografia. De forma semelhante a amostragem de fragmentos de rochas, evitou-se amostras com xenólitos, veios de quartzo e diques de qualquer natureza.

As amostras de saprólitos foram armazenadas em sacos plásticos com aproximadamente 20 kg de material de cada ponto amostrado. Este material foi levado a um córrego onde procedeu-se à etapa de lavagem e deslamagem (retirada da porção argilosa do saprólito usando água corrente), seguida de peneiramento a 2mm. O produto foi posteriormente concentrado em bateia visando à separação dos minerais mais densos, que foram levados ao laboratório para preparação dos mesmos visando a análise mineralógica.

4.3 - ETAPA DE LABORATÓRIO

4.3.1 – Petrografia

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN) a partir das amostras coletadas em trabalhos de campo durante a fase de mapeamento geológico. Nas amostras foi determinada a seção de corte visando o estudo de feições de interesse, tais como foliação, bandamento metamórfico e grãos pseudomorfos. Em alguns casos especiais foram confeccionadas lâminas relativas aos contatos dos corpos metaultramáficos com suas rochas encaixantes no intuito de se buscar feições petrográficas de interesse, como assimilação e transformações mineralógicas.

As descrições das lâminas foram realizadas no microscópio petrográfico Carl Zeiss® Axioskop 40, identificando-se a mineralogia essencial, acessória e secundária, além de texturas e estruturas de interesse.

4.4 - ETAPA DE ESCRITÓRIO

A etapa de escritório foi dividida em duas fases, uma anterior ao trabalho de campo e uma posterior ao trabalho de campo. Na etapa anterior ao trabalho de campo foi realizada uma ampliação xerográfica da folha topográfica Mindurí (SF-23-X-C-IV-2 - escala de 1:50.000) para a escala de 1:25.000. Em seguida os mapas ampliados foram entelados e marcados de acordo com suas coordenadas UTM, bem como se realçou as drenagens com lápis azul escuro. A seguir foi realizada a inserção dos contatos geológicos das áreas próximas como da parte leste da Serra das Bicas, tendo como base os mapas anteriormente realizados por outras equipes de trabalho.

A fase seguinte do trabalho de escritório envolveu a confecção do mapa geológico no programa CorelDRAW Graphics Suite X4 através da digitalização do mapa de campo, seguida da plotagem de pontos com o auxílio da Microsoft[®] Excel 2007. A fase final do trabalho envolveu a elaboração do relatório final da presente monografia e a organização das referências bibliográficas de acordo com as normas da Revista Brasileira de Geociências, tendo como base o volume 38, número 3 de setembro de 2008.

5 – GEOLOGIA REGIONAL

5.1 - INTRODUÇÃO

Almeida (1977) definiu o cráton do São Francisco como uma entidade tectônica que foi poupada da atuação dos eventos relativos ao Proterozóico Superior (ciclo Brasileiro) (Figura 3). Estes eventos foram responsáveis pela formação de diversas faixas móveis, dentre as quais se destacam as faixas Brasília, Ribeira, Riacho do Pontal e Araçuaí.



Figura 3 – Contorno aproximado do cráton do São Francisco segundo Alkmin *et al.* (1993) e suas faixas móveis marginais. FS – Faixa Sergipana; FRPT – Faixa Riacho do Pontal; FRP – Faixa Rio Preto.

Segundo Paciullo (2000), a área estudada está inserida no contexto geológico da *klippe* Carrancas (Figura 4), que é constituída pela megassequência Andrelândia, que engloba as sequências Carrancas e Serra do Turvo. Essa *klippe* é considerada como pertencente ao

sistema de *nappes* que constitui parte da porção sul da faixa Brasília no estado de Minas Gerais, onde são incluídas ainda as *nappes* Passos-Luminárias e Socorro-Guaxupé (Figura 4).

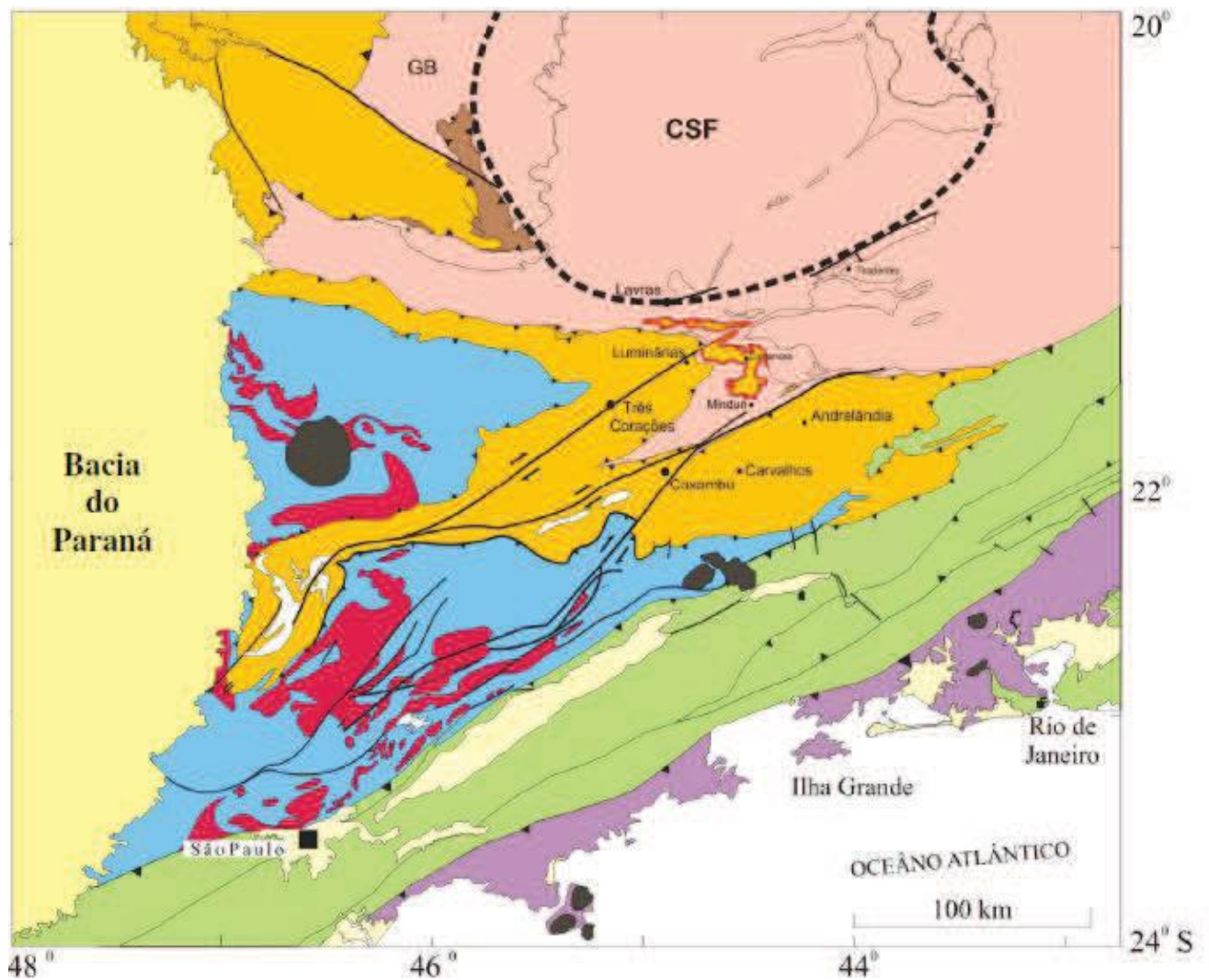


Figura 4 - Mapa tectônico regional de Trow *et al.* (2000) mostrando em amarelo com contorno vermelho o empurrão basal da *Klippe* Carrancas. Em rosa - zona de antepaís e cráton do São Francisco (CSF) com limite convencional em linha preta tracejada. Marrom - Unidades da Serra da Pimenta. Extremo sul da faixa Brasília: em laranja *nappes* inferiores (Passos-Luminárias) e em azul *nappes* superiores (Socorro-Guaxupé). Em vermelho - granitóides associadas à faixa Brasília. Em verde - faixa Ribeira e em roxo-arco magmático Rio Negro. Amarelo - Bacia do Paraná. Amarelo claro - bacias do rift continental do sudeste brasileiro. Preto - Maciços alcalinos.

O embasamento da *klippe* Carrancas na borda meridional do cráton do São Francisco envolve rochas Arqueanas e Paleoproterozóicas (Figura 5), que são representadas por complexos gnáissicos, sequências *greenstone belts* e corpos de metagabros, metadioritos e metagranitóides (Paciullo, 2000; Trow *et al.*, 2000), sendo que estes últimos variam em idade de 2,2 a 2,1 Ga (Ávila, 2000; Cherman, 2004). Sobre esse embasamento foram depositadas em discordâncias litológica ou angular as unidades pré-cambrianas mais novas, que são representadas por sucessões metassedimentares, que variam em idade do

Paleoproterozóico ao Neoproterozóico (Ribeiro *et al.*, 1995). Estas unidades são representadas da base para o topo pela megassequência São João Del Rei (sequências Tiradentes, São José, Tejuco e Lenheiro), megassequência Carandaí (sequências Prados e Barroso) e megassequência Andrelândia (sequências Carrancas e Serra do Turvo). Durante a orogênese Brasiliana, as unidades metassedimentares Proterozóicas foram deformadas e metamorfasadas em grau variado, de fácies xisto verde a granulito (Figura 6).

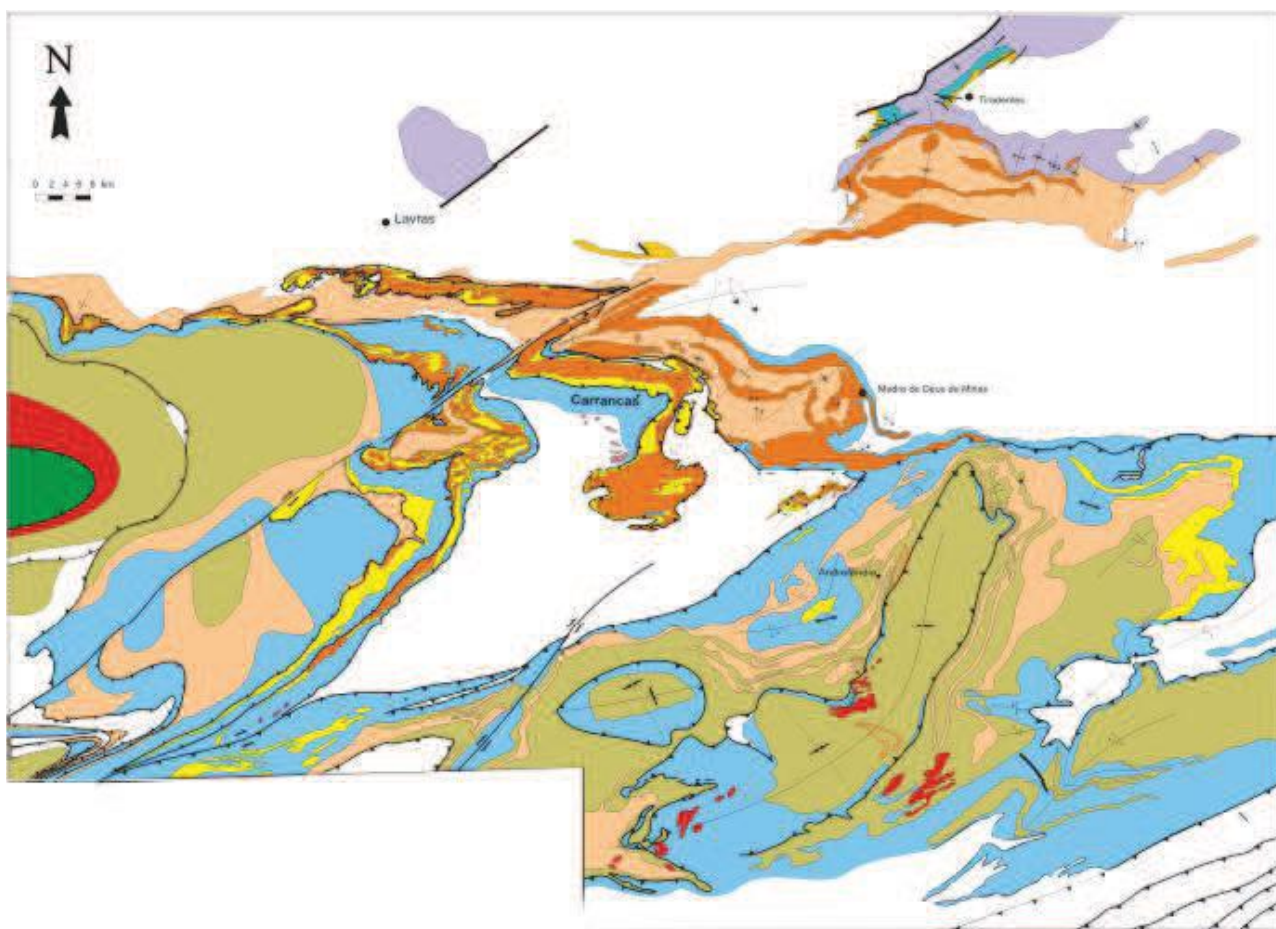


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do sul de Minas segundo Paciullo (2000). Branco - embasamento. Amarelo na área de Tiradentes - unidades da megassequência São João Del Rei. Roxo - unidades da megassequência Carandaí. Vermelho - gnaises; verde - gnaises e granulitos da *Nappe* Guaxupé. Unidades da megassequência Andrelândia (da base para o topo): Azul (A1+A2) - paragneisses, quartzitos, filitos, xistos, anfíbolitos e rochas metaultramáficas; Amarelo (A3) - quartzitos com mica esverdeada; Laranja (A4) - filitos, xistos, quartzitos; Marrom (A5) - biotita xistos; Verde musgo (A6) - xistos, paragneisses, anfíbolitos, rochas metaultramáficas, gnditos, rochas calcissilicatadas.

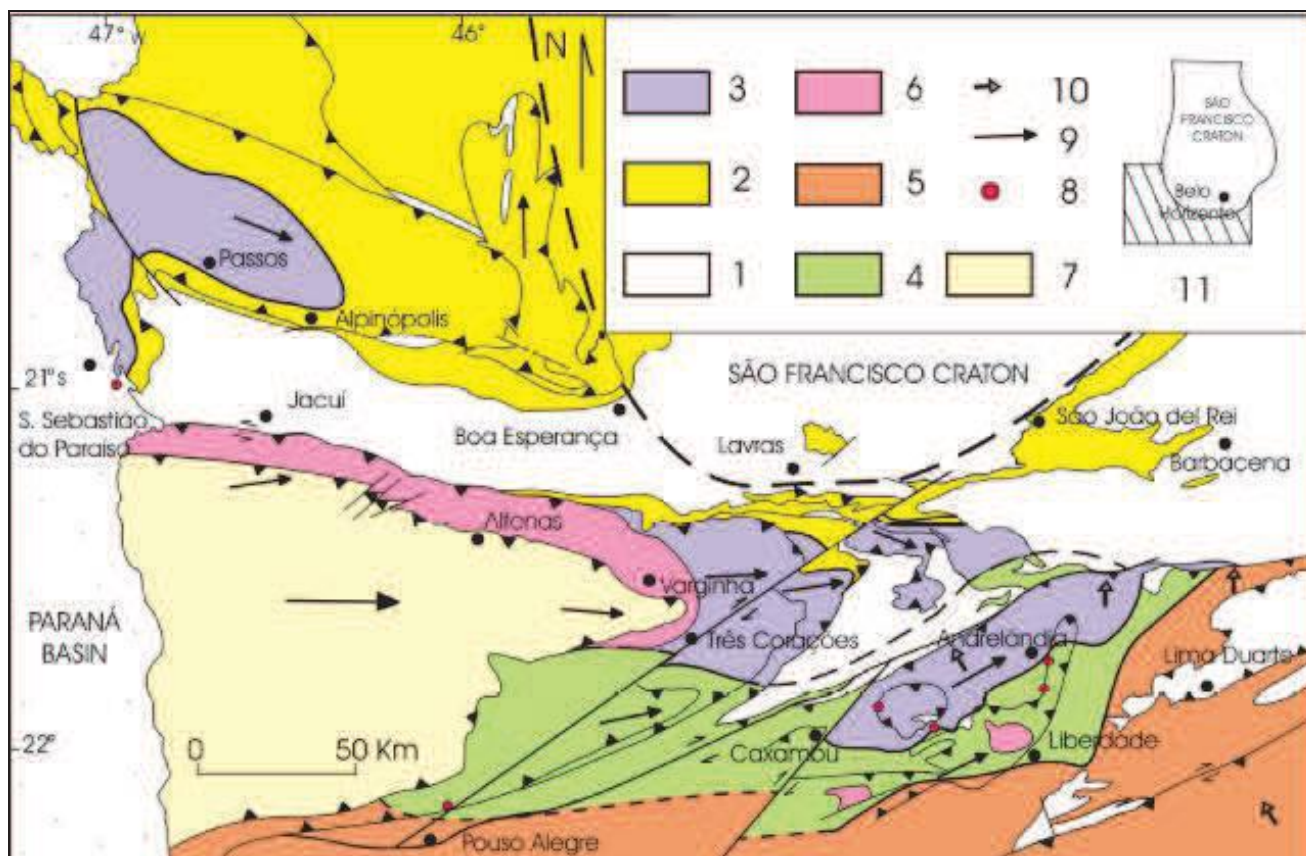


Figura 6 - Mapa metamórfico da porção sul do cráton do São Francisco (Trouw *et al.*, 2000). 1- Embasamento. Fácies e zonas metamórficas: 2 - Xisto verde com biotita; 3 - Anfibolito com cianita; 4 - Anfibolito com cianita e sillimanita; 5 - Anfibolito com sillimanita; 6 - Granulito com cianita. 7 - *Nappe* Guaxupé. 8 - Ocorrências de retro-eclogitos; 9 e 10 - Direções das lineações de estiramento; 11 - Localização em relação ao cráton do São Francisco.

As unidades metassedimentares Proterozóicas podem ser separadas segundo Paciullo (2000) em domínios tectônicos autóctones e alóctones (**Figura 7**). Nos domínios alóctones foram identificados sistemas de *nappes* com transporte tectônico de topo para sudeste e para norte e noroeste. Zonas de cisalhamento subverticais destrais tardias cortam as estruturas mais antigas, como representado pela zona de cisalhamento Caxambú. O registro Fanerozóico inclui diques basálticos toleíticos, maciços alcalinos (Itatiaia, Morro Redondo, Poços de Caldas) com diques e *stocks* associados, bem como várias gerações de diques basálticos subalcalinos, enquanto sedimentos fluviais, depósitos de tálus e colúvios constituem as unidades do Neógeno.

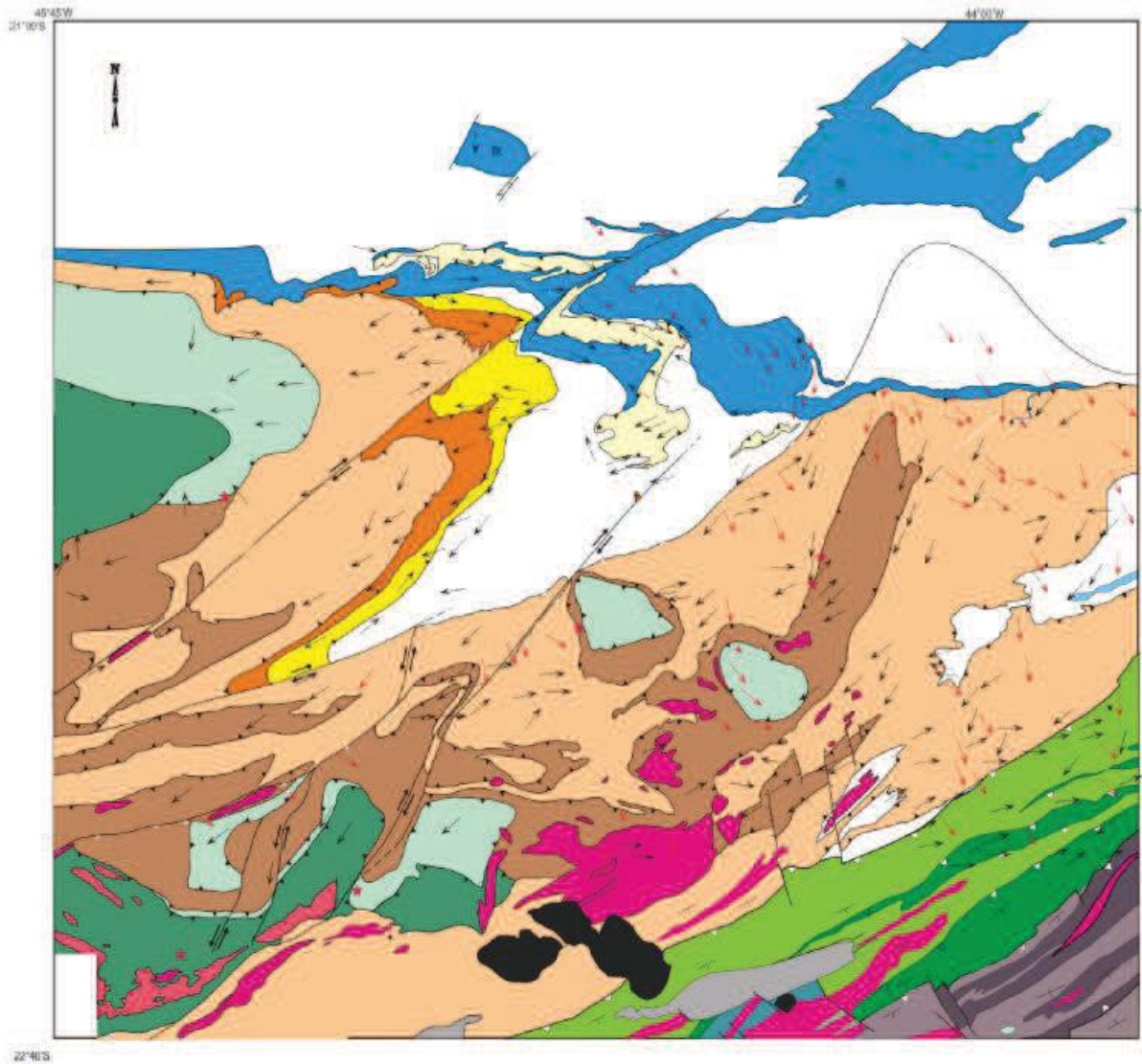


Figura 7 - Sistema de *nappes* no sul de Minas Gerais segundo Paciullo (2000). Simbologia: Branco - embasamento; Azul escuro - domínio parautoctone; Amarelo claro - *Klippe* Carrancas. Amarelo – *Nappe* Luminárias; Laranja – *Nappe* São Tomé das Letras; Bege – *Nappes* Carmo da Cahoeira-Andrelândia; Marrom – *Nappe* Lambari-Liberdade; Azul esverdeado – *Nappe* Varginha e *klippes* correlatas; Verde escuro – *Nappe* Guaxupé; Rosa - granitóides brasileiros. No canto sudoeste, em tons de verde e roxo unidades tectônicas da faixa Ribeira. Em preto - maciços alcalinos do Cretáceo e Cenozóico. Setas - lineações de estiramento atribuídas às faixas Brasília (preto) e Ribeira (vermelho).

5.2 - MEGASSEQUÊNCIAS PROTEROZÓICAS

Segundo Ribeiro *et al.* (1995), as seqüências Proterozóicas registram três eventos geotectônicos relacionados à formação das bacias São João del Rei (de provável idade Paleoproterozóica), Carandaí (Mesoproterozóica ou Neoproterozóica) e Andrelândia (Neoproterozóica) (**Figura 8**). Zircões detríticos forneceram idades de rochas fonte em torno de 1,8 Ga para a bacia São João del Rei e 1,0 Ga para um filito no domínio autóctone a norte de Carrancas (Valladares *et al.*, 2001; Valeriano *et al.*, 2004) e de cerca de 640 Ma em biotita xisto na região de São Lourenço (Trouw, 2008).

ambiente foi substituído por outros ambientes transicionais ou litorâneos, com formação de lagunas, barreiras e praias, representadas na sucessão média do ciclo deposicional Lenheiro. A instalação da sucessão final do ciclo deposicional Lenheiro é caracterizada por ambientes continentais como sistemas fluviais.

5.2.2 - Megasequência Carandaí

Segundo Ribeiro *et al.* (1995) o estabelecimento da depressão causada pela formação da bacia São João del Rei favoreceu uma nova e rápida invasão marinha, além da parcial redeposição dos detritos produzidos por processos de erosão subaérea anteriores. Estes depósitos representam o ciclo deposicional Carandaí, os mesmos encontram-se pouco deformados e metamorfisados em baixo grau.

Segundo Ribeiro *et al.* (1995) o ciclo deposicional Carandaí apresenta uma associação de três litofácies: a primeira é caracterizada por pelitos com uma escassa quantidade de margas e diamictitos depositados sobre sucessões basculadas da megasequência São João Del Rei; a segunda é composta de calcários, margas e pelitos carbonáticos depositados sobre pelitos da associação de litofácies anterior e também sobre o embasamento; a última possui pelitos intercalados com quartzitos finos e ocorre restritamente ao norte de Lavras. Há uma gradação contínua entre a primeira e a segunda associação de litofácies, enquanto que a terceira associação aparece bruscamente sobre a segunda.

A abundância de fácies pelíticas durante o ciclo deposicional Lenheiro sugere a persistência de condições climáticas quentes e úmidas, que acarretaram na argilização das rochas e a intemperismo quase total nas rochas do embasamento. Além disso, a presença de calcários acima do embasamento indica a existência de plataformas cobertas por mar raso e água quente. Com essa conjuntura de fatores demonstrados pela sedimentação tranqüila e a ausência de atividade ígnea associada sugere que a evolução da Bacia Carandaí transcorreu durante um longo período de estabilidade.

5.2.3 - Megasequência Andrelândia

A megasequência Andrelândia é uma sucessão metassedimentar com intercalações de corpos ígneos metamáficos e metaultramáficos, que alcança espessura mínima na ordem de 1000m. Esta megasequência é constituída por duas seqüências, denominada respectivamente da base para o topo de Carrancas e Serra do Turvo, as quais são interpretadas por Ribeiro *et al.* (1995), Paciullo (1997) e Paciullo *et al.* (2000) como separadas por uma superfície associada a um período glacial (Figura 9).

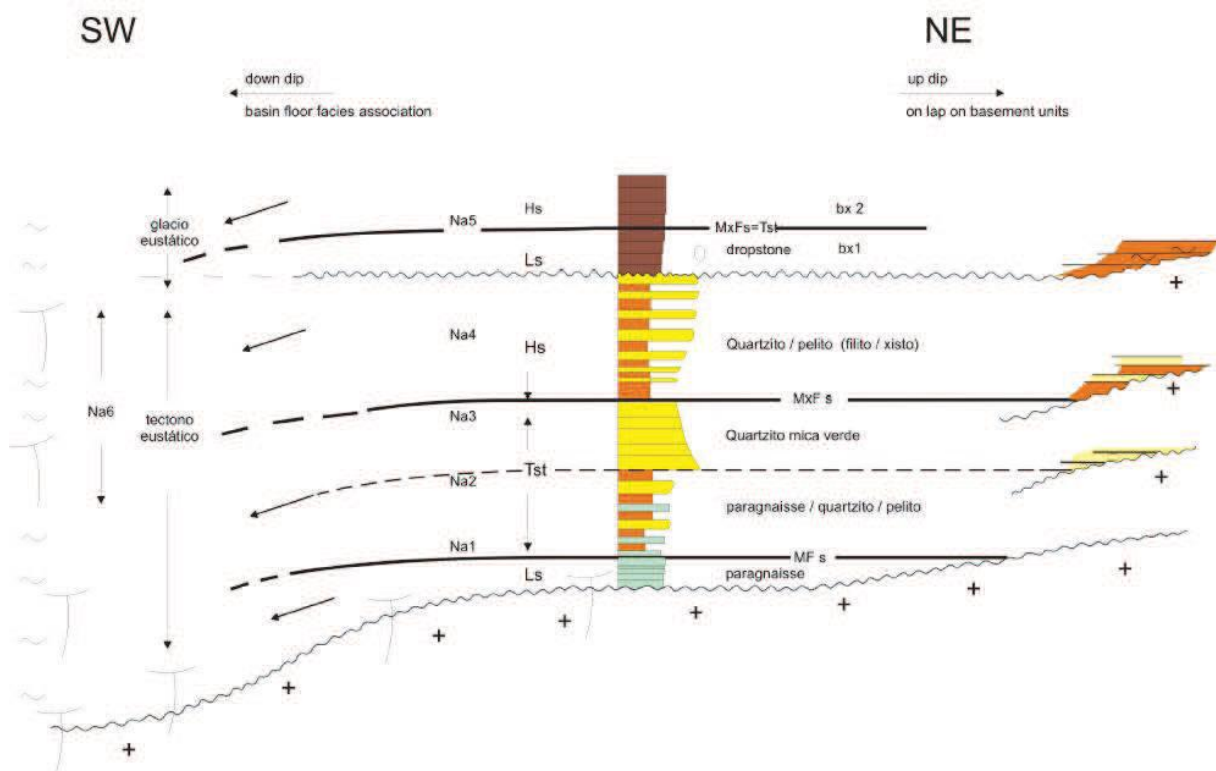


Figura 9 - Painel esquemático mostrando a provável distribuição das unidades da megassequência Andrelândia segundo Ribeiro, dado não publicado. Na1 a Na4 - unidades da sequência Carrancas, Na5 - biotita xistos (bx) da sequência Serra do Turvo. Na6 - fácies interpretadas como de águas profundas relativas às unidades Na1 até Na5. MFs - superfície de inundação marinha e MxFs - superfície de inundação máxima. Tratos de sistema: Ls - mar baixo, Tst -transgressivo, Hs - mar alto.

A sequência Carrancas contém quatro unidades A1, A2, A3 e A4. A unidade basal ou A1 é formada por uma intercalação de paragnaisse com anfíbolitos toleíticos de ambiente intraplaca continental e MORB transicional (Paciullo, 1997).

A unidade A2 inclui paragnaisse intercalados com quartzitos, filitos, xistos e anfíbolitos. Usualmente as duas unidades são mapeadas em conjunto além de serem denominadas com a sigla A1+A2 nos mapas regionais (Quéméneur *et al.*, 2003; Paciullo *et al.*, 2003, Trouw *et al.*, 2003), bem como designadas de unidade São Vicente.

A unidade A3 é uma sucessão de quartzitos conhecida segundo Trouw *et al.* (1980) como quartzito mica verde ou formação São tomé das letras. Sobre estes quartzitos ocorrem filitos, xistos e quartzitos da unidade A4 ou formação Campestre (Trouw *et al.*, 1980).

A unidade A5 ou formação Santo Antônio é constituída por uma espessa sucessão de biotita xistos feldspáticos. Em uma pedreira próxima a Madre de Deus de Minas ocorrem fragmentos isolados de granitóides interpretados como seixos pingados (Ribeiro *et al.*, 1995;

Paciullo, 1997). Para o topo a sucessão torna-se mais pelítica, predominando biotita xistos e biotita filitos, que no domínio autóctone cobrem litofácies das seqüências Carrancas, Prados e do embasamento.

Uma sexta unidade, A6, corresponde à fácies de ambiente marinho profundo correlata as outras unidades conforme mostrado na Figura 9. É constituída por xistos e gnaisses pelíticos e semipelíticos, anfíbolitos, rochas metaultramáficas, gonditos e rochas calcissilicáticas. Localmente ocorrem também retro-ecolgitos. A descrição detalhada e a interpretação tectônica destas unidades podem ser encontradas em Paciullo *et al.* (2000, 2003), Quéméneur *et al.* (2003) e Trouw *et al.* (2003).

6 - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

6.1 - INTRODUÇÃO

A atividade de campo desenvolvida na região da serra das Bicas resultou na elaboração de um mapa geológico na escala 1:12.500 (**Anexo I – Mapa geológico**), onde foram identificadas 5 unidades litológicas, que correspondem a:

- 1 – Seqüência de gnaisses bandados e maciços;
- 2 – Corpos de rochas metaultramáficas diversas;
- 3 – Corpos de anfibolito;
- 4 – Xistos e filitos (cloritóide filito, granada estauroлита xisto, filito acinzentado) intercalados com quartzitos;
- 5 - Quartzitos com mica esverdeada.

6.2 - SEQÜÊNCIA DE GNAISSES BANDADOS E MACIÇOS

6.2.1 - Aspectos de Campo

Os gnaisses afloram quase sempre em grandes lajedos nos leitos das drenagens, nas encostas dos morros ou próximos ao contato com os quartzitos com mica verde presentes na base da serra das Bicas. Estes também ocorrem como agrupamentos de blocos alterados tanto na baixada ao sul da serra de Carrancas, quanto a oeste da Serra das Bicas. A partir de feições de campo, texturais e de associação de litótipos, os gnaisses foram subdividido em três conjuntos distintos, que serão descritos a seguir:

O conjunto designado de gnaisses tipo I aflora principalmente na região próxima ao contato com os quartzitos com mica esverdeada da serra das Bicas, formando escarpas bastante acentuadas (**Figura 10**) com cerca de 40m de altura. Os gnaisses desse conjunto apresentam alternância centimétrica à métrica de níveis quartzo feldspáticos e biotíticos (**Figura 11**), onde ambos os níveis estão fortemente deformados e os níveis félsicos podem estar localizadamente boudinados (**Figura 12**). Destaca-se que tanto os níveis máficos como os níveis félsicos também apresentam um bandamento milimétrico (**Figura 12**), onde a granulação dos minerais presentes nesses níveis normalmente é fina. Porém nos níveis félsicos foram identificados cristais de feldspato centimétricos (**Figura 13**), que poderiam corresponder a porfiroblastos ou cristais detríticos do protólito. Comparativamente aos demais gnaisses da área estudada, os gnaisses tipo I apresentam camadas máficas mais delgadas (**Figura 11**), bem como foram observadas camadas félsicas pegmatíticas de espessura centimétrica associadas concordantemente à sua foliação (**Figura 14**).

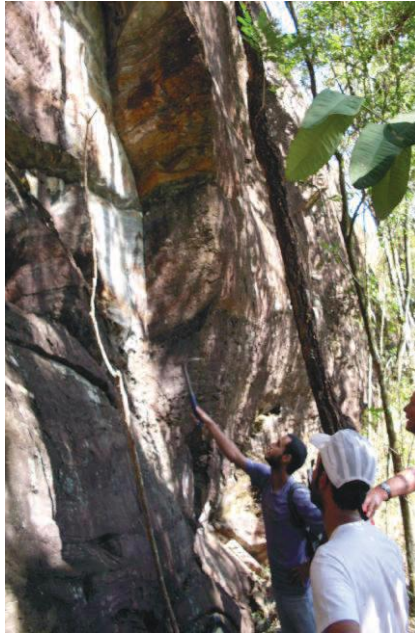


Figura 10 - Escarpa com gnaisses tipo I em região próxima ao contato com os quartzitos com mica esverdeada da serra das Bicas.



Figura 11 – Gnaisse tipo I mostrando alternância centimétrica à métrica de níveis quartzo feldspáticos e biotíticos. Destaca-se que os níveis quartzo feldspáticos estão boudinados.



Figura 12 – Detalhe do bandamento milimétrico a centimétrico entre camadas máficas e félsicas.



Figura 13 - Cristais de feldspato centimétricos associados aos níveis félsicos, que poderiam corresponder a porfiroblastos ou cristais reliquiares do protólito.



Figura 14 – Presença de camadas félsicas pegmatíticas centimétricas e concordantes a foliação do gnaissse tipo I.

Os gnaisses tipo II foram observados principalmente em afloramentos de pequenas dimensões (**Figura 15**) ou em blocos maiores que ocorrem nas proximidades do corpo metaultramáfico principal (**Anexo I – Mapa geológico**). Esses gnaisses possuem granulação fina, forte foliação, são hololeucocráticos e se diferenciam do gnaissse tipo I principalmente devido a ausência de bandamento (**Figura 16**).

Os gnaisses tipo III afloram sob a forma de lajedos, principalmente, nos leitos das drenagens ou nas voçorocas (**Figura 17**) sob a forma de exposições saprolíticas, onde as feições primárias destes ainda estão preservadas (**Figura 18**). Os gnaisses apresentam granulação variando de fina a média, bandamento centimétrico a métrico dado pela alternância de níveis máficos e félsicos (**Figura 19**). Associado aos gnaisses dessa fácies foram identificados corpos pegmatíticos centimétricos, que podem estar localmente

boudinados (Figura 20), bem como rochas metaultramáficas, representadas por clorita e tremolita xisto podem estar tanto concordantes, quanto discordantes (Figura 21) a foliação.



Figura 15 – Principal forma de como afloram os gnaisses tipo II.



Figura 16 – Gnaiss hololeucocrático tipo II com marcante orientação dos seus minerais e ausência do bandamento típico dos gnaisses tipo I.



Figura 17 – Voçoroca onde é possível de se observar exposições saprolíticas do gnaiss tipo III



Figura 18 – Saprólito do gnaissse tipo III mostrando bandamento composicional preservado, onde é possível de se identificar os níveis máficos e félsicos.

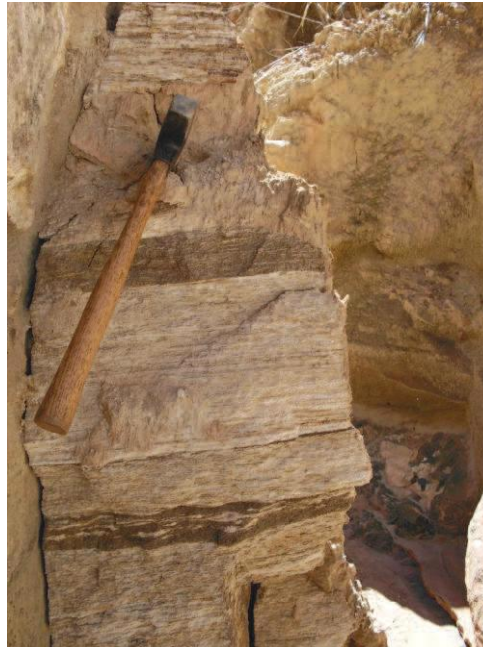


Figura 19 – Intercalação de níveis máficos e félsicos onde a espessura de cada um dos níveis pode variar amplamente.



Figura 20 – Pegmatito boudinado associado ao nível máfico do gnaissse tipo III.

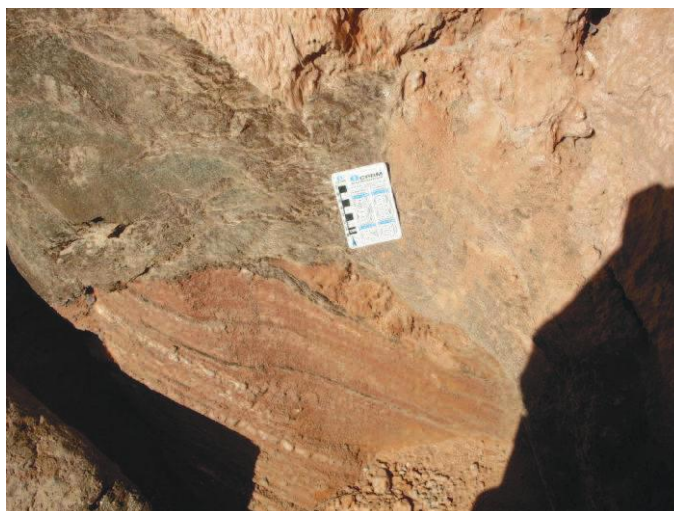


Figura 21 – Clorita tremolita xisto truncando a foliação presente no gnaisse tipo III.

6.2.2 – Petrografia

Em relação aos estudos petrográficos, também foram individualizadas pelo menos três fácies texturais nos gnaisses. Os gnaisses tipo I são leucocráticos, possuem granulação fina (**Figura 22**), textura granolepidoblástica (**Figura 23**), apresentam bandamento (**Figura 24**) e possuem mineralogia essencial representada por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio e acessória por epidoto, clinzoisita, allanita, zoisita, zircão e minerais opacos. Destaca-se nas rochas desta fácies a presença das paragênese ou associações biotita + epidoto (**Figura 25**), microclina + muscovita (**Figura 26**), allanita + epidoto (**Figuras 27 e 28**), biotita+ epidoto + zircão (**Figuras 29**).



Figura 22 - Granulação fina do gnaisse tipo I.



Figura 23 - Índice de cor leucocrático e a textura granolepidoblástica do gnaissse tipo I.



Figura 24 – Bandamento metamórfico do gnaissse tipo I.

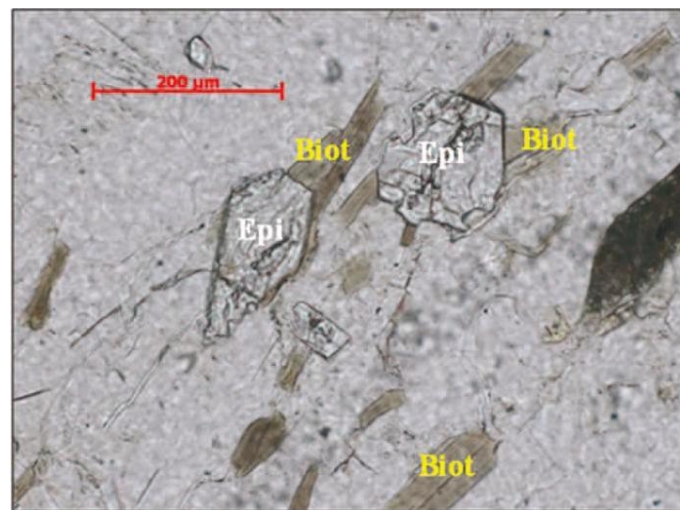


Figura 25 - Paragênese entre biotita (biot) e epidoto (epi) no gnaissse tipo I.

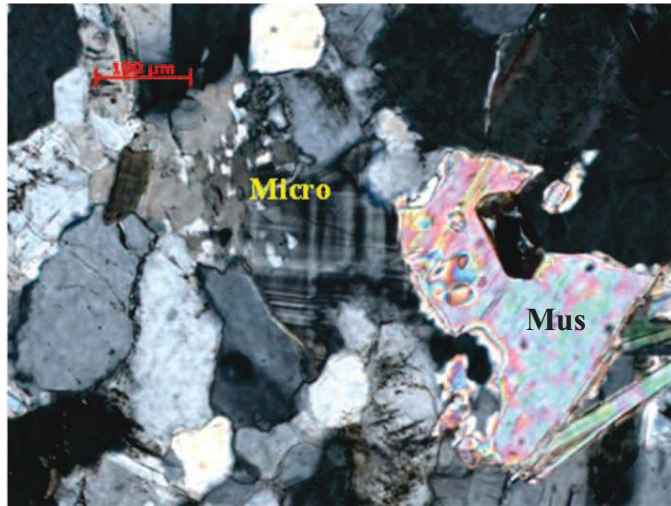


Figura 26 - Associação entre microclina (micro) e muscovita (mus) no gnaissse tipo I.

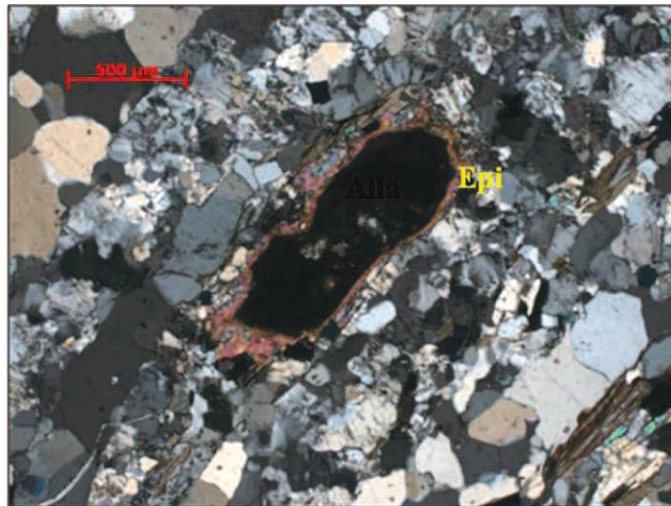


Figura 27 - Cristal de allanita (alla) envolvido por epidoto (epi) no gnaissse tipo I.

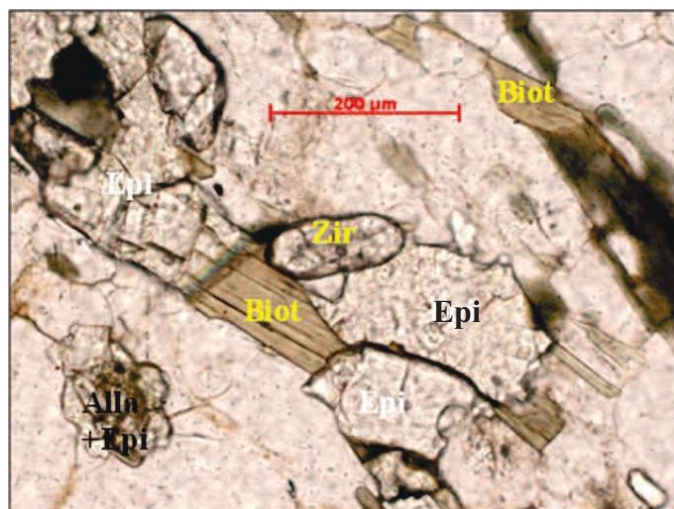


Figura 28 – Associação de grão euédrico de zircão (Zir) com biotita (Biot) e epidoto (epi), enquanto allanita (alla) é envolvida por epidoto no gnaissse tipo I. Nicois paralelos.

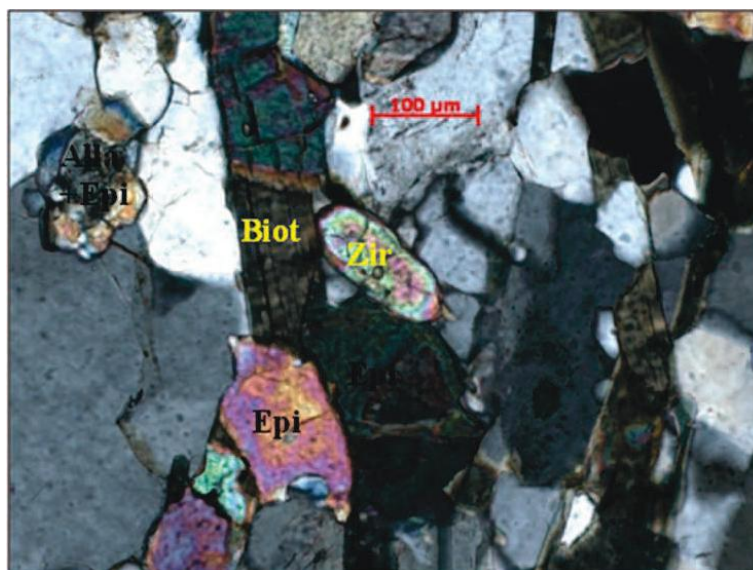


Figura 29 – Associação de grão euédrico de zircão (Zir) com biotita (Biot) e epidoto (epi), enquanto allanita (alla) é envolvida por epidoto no gnaissse tipo I. Nicóis cruzados.

Os gnaisses tipo II são hololeucocráticos (**Figura 30**) possuem granulação fina (**Figura 31**), textura heterogranular (**Figura 32**), não apresentam bandamento metamórfico e sua mineralogia é representada por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, muscovita, enquanto clinzoisita, epidoto e minerais opacos são minerais acessórios. O índice de cor e a abundante presença de muscovita (**Figura 33**) correspondem aos principais parâmetros para diferenciar os gnaisses tipo II dos gnaisses tipo I. De forma semelhante aos gnaisses tipo I, destaca-se a presença das paragênese ou associações allanita + epidoto (**Figura 34**) e clinzoisita + biotita (**Figura 35**).



Figura 30 - Índice de cor hololeucocrático do gnaissse tipo II.



Figura 31 – Granulação fina do gnaissse tipo II.



Figura 32 - Textura heterogranular do gnaissse tipo II.

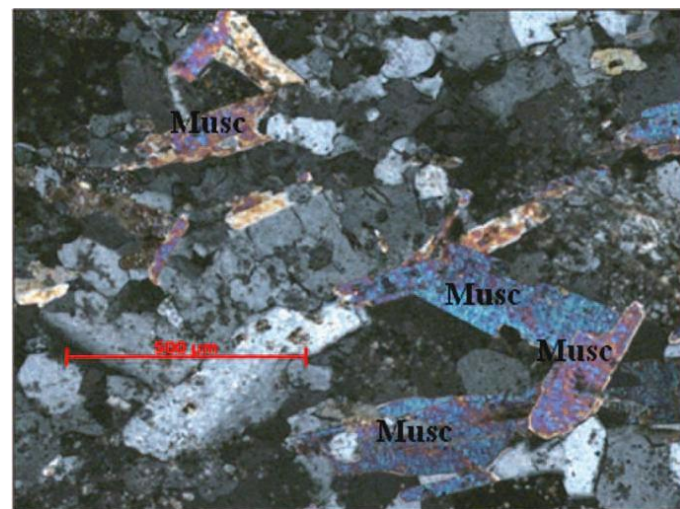


Figura 33 – Abundância dos cristais de muscovita (musc) no gnaissse tipo II, que corresponde a um dos principais parâmetros para a individualização dos mesmos dos gnaisses tipo I.

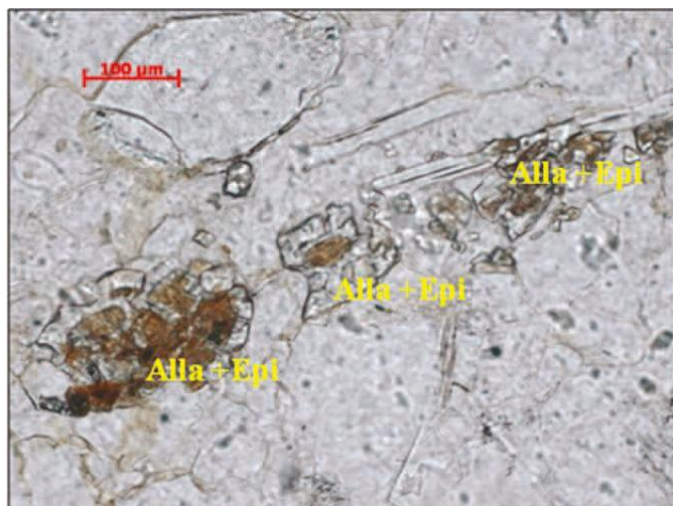


Figura 34 - Cristal de allanita (Alla) circundado por epidoto (Epi) xenoblástico caracterizando um padrão textural em corona nos gnaisses tipo II.

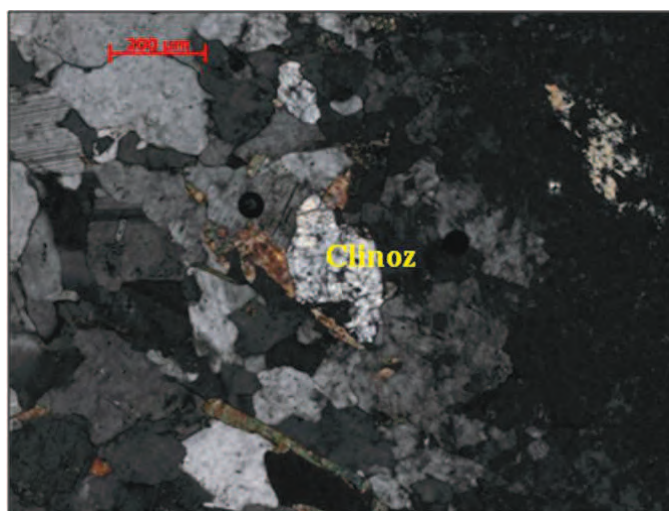


Figura 35 – Associação entre grão de clinozoisita (Clinoz) e biotita no gnaisse tipo II.

Os gnaisses tipo III são leucocráticos, possuem granulação fina (Figura 36), textura granolepidoblástica (Figura 37) e sua mineralogia essencial é representada por quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, enquanto epidoto, clinozoisita, allanita, zircão, titanita e minerais opacos são minerais acessórios. Destaca-se nas rochas desta fácies a presença das paragênese ou associações allanita + epidoto (Figura 38), zircão + biotita (Figuras 39 e 40) e biotita + epidoto + allanita + titanita (Figura 41). A principal diferença mineralógica das rochas dessa fácies para as demais corresponde à presença de minerais opacos parcialmente corroídos (Figura 42) e de titanita na paragênese metamórfica (Figura 43).

Outro fator preponderante para a definição da mineralogia desses gnaisses foi a utilização de concentrados de bateia de saprólitos dos mesmos, onde identificou-se, ainda, a presença de granada, estauroлита (Figura 44) e cianita (Figura 45), apontando que os gnaisses tipo III provavelmente estariam relacionados a um protólito sedimentar.

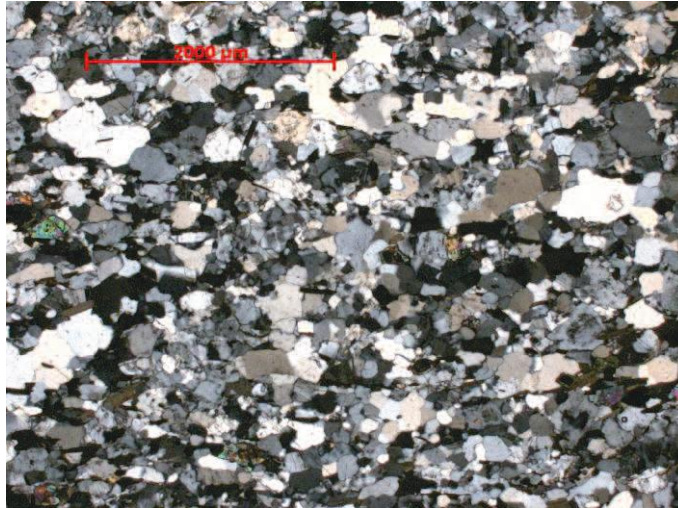


Figura 36 – Granulação fina do gnaise tipo III.



Figura 37 - Textura granolepidoblástica do gnaise tipo III dada pela orientação dos cristais de biotita.

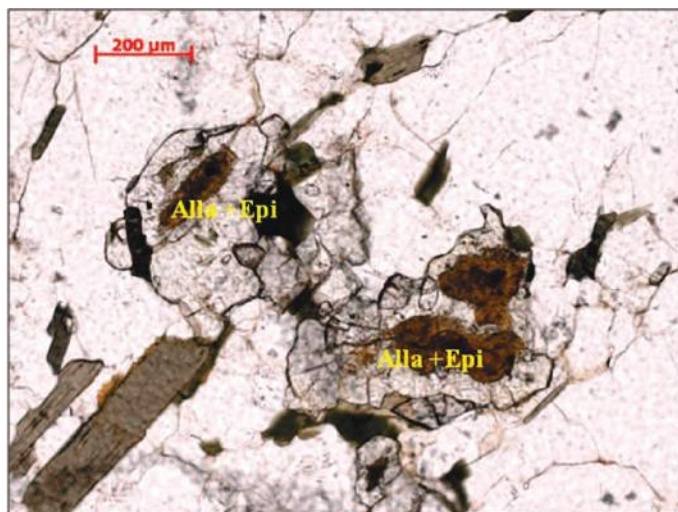


Figura 38 - Cristal de allanita (Alla) circundado por epidoto (Epi) caracterizando a textura em corona em gnaise do tipo III.

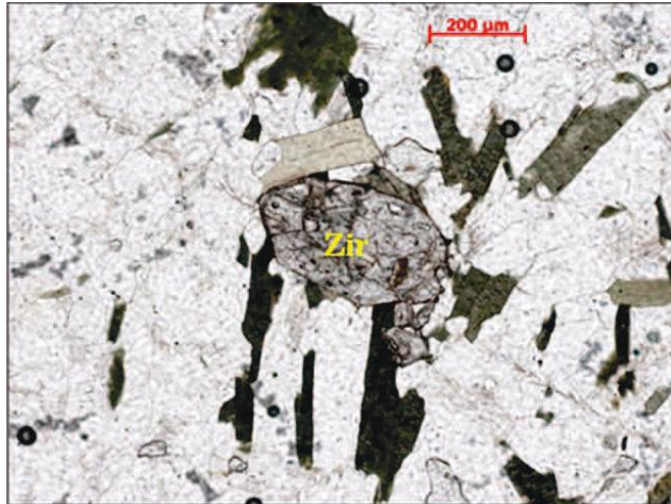


Figura 39 - Cristal de zircão (Zir) em associação com grãos de biotita em gnaiss do tipo III. Nicóis paralelos.



Figura 40 - Cristal de zircão (Zir) em associação com grãos de biotita em gnaiss do tipo III. Nicóis cruzados.

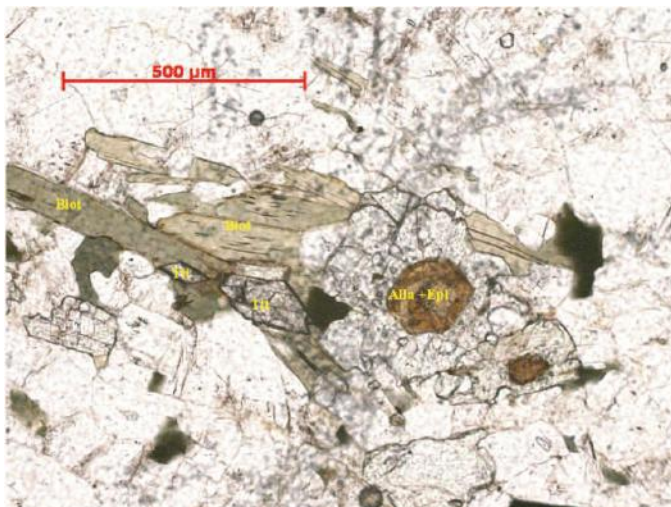


Figura 41 - Paragênese metamórfica envolvendo biotita (Biot) + epidoto (Epi) + allanita (Alla) + titanita (Tit).



Figura 42 - Cristal de mineral opaco parcialmente corroído em amostra do gnaissse tipo III.

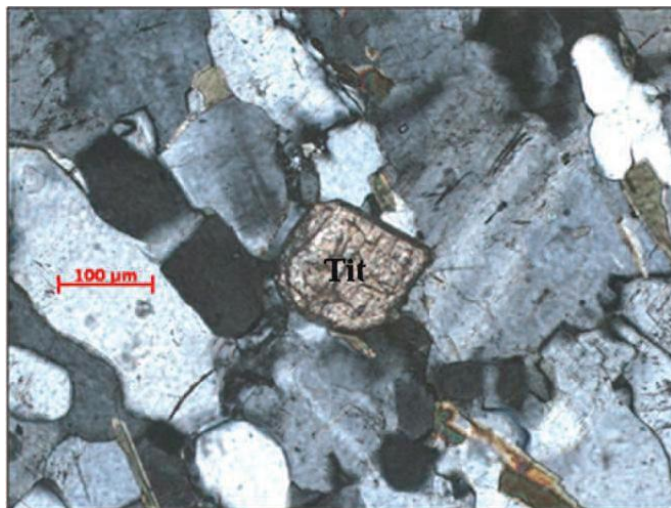


Figura 43 - Cristal de titanita prismático em amostra do gnaissse tipo III.

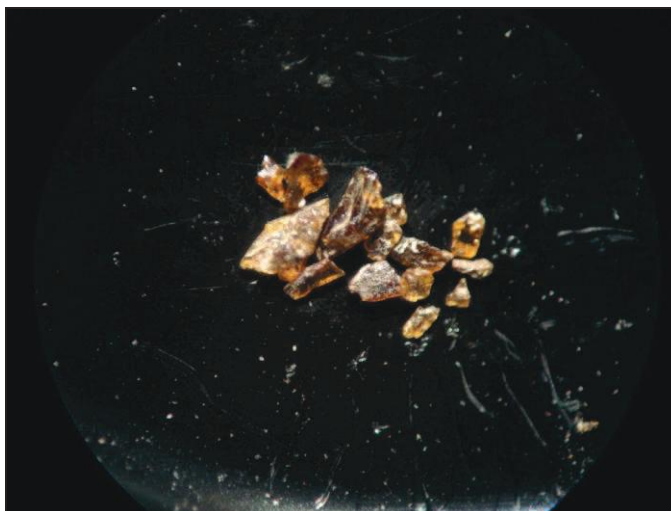


Figura 44 – Imagem em estereomicroscópio mostrando diversos grãos irregulares de estauroilita do gnaissse tipo III.



Figura 45 – Imagem em estereomicroscópio mostrando um grão de cianita do gnaissse tipo III.

6.3 - ROCHAS METAULTRAMÁFICAS

6.3.1 - INTRODUÇÃO

Na área estudada foram descritos em campo diversas variedades de rochas metaultramáficas, destacando-se serpentinitos, talcositos, talco xistos, clorititos, anfibolititos, clorita xisto e tremolita xisto. Rochas metaultramáficas foram identificadas e mapeadas em vários pequenos corpos esparsos e isolados ou num grande corpo de direção N-S (Anexo I – Mapa geológico). O principal modo de ocorrência dessas rochas é sob a forma de blocos *in situ* nas encostas ou no alto de morros (Figura 46) e, mais raramente, em afloramentos esparsos em meio a gnaisses (Figura 47). Em relação ao relevo, o corpo metaultramáfico principal ocorre topograficamente como uma grande elevação.



Figura 46 – Blocos *in situ* de rocha metaultramáfica no topo de um morro na área estudada.



Figura 47 – Afloramento de serpentinito acamadado em meio a gnaisses.

Caracterizou-se em campo que o grande corpo metaultramáfico de direção aproximada N-S (Anexo I – Mapa geológico) representaria parte de um complexo acamadado, pois

definiu-se uma grande variação dos tipos litológicos (anfíbolito fino a grosso, talco xisto, serpentinito) e a intercalação dos mesmos seguindo uma possível compartimentação composicional (Figura 48).

A seguir serão descritos os principais aspectos de campo e petrográficos dos principais tipos de rochas metaultramáficas estudadas.

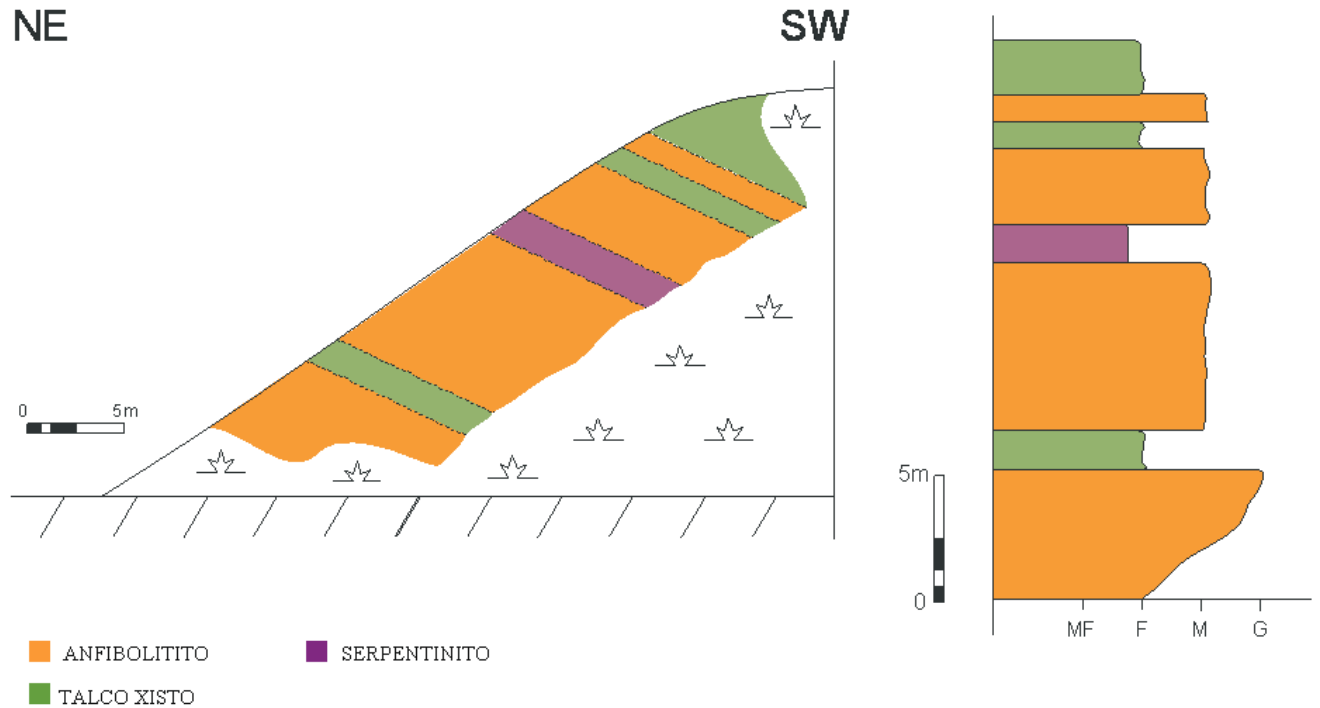


Figura 48 - Perfil esquemático do corpo metaultramáfico acamadado referente ao ponto BS-14. Siglas referente a granulação das rochas metaultramáficas: G – grosso; M – médio; F – fino; MF – muito fino.

6.3.2 - Serpentinitos

6.3.2.1 - Aspectos de campo

Os serpentinitos ocorrem em diversos locais da área estudada, desde em afloramentos isolados até intercalados com outros tipos de rochas metaultramáficas. Neste contexto, os mesmos apresentam um amplo espectro de variações texturais, incluindo:

- Rochas maciças de granulação fina;
- Rochas maciças de granulação fina com nódulos carbonáticos milimétricos a centimétricos (Figura 49);
- Rochas bandadas com níveis centimétricos escuros compostos de serpentina e níveis claros compostos de tremolita e talco (Figura 50);



Figura 49 - Serpentinito fino com nódulos carbonáticos subcirculares centimétricos.



Figura 50 - Serpentinito acamadado com níveis escuros onde predomina serpentina e níveis claros onde predomina tremolita e talco.

6.3.2.2 - Petrografia dos serpentinitos

Os serpentinitos bandados (Figuras 51 e 52) são predominantemente finos, apresentam raros cristais de granulação média e são compostos de serpentina, minerais opacos, clorita, tremolita e talco. Estes apresentam níveis centimétricos escuros compostos principalmente de serpentina, clorita e minerais opacos, enquanto os níveis claros são compostos de tremolita e talco (Figuras 51 e 52).

Os cristais de serpentina apresentam-se incolores, com relevo baixo, sem pleocroísmo e uma birrefringência azul acinzentada (Figura 51) e ocorrem juntamente com cristais dispersos de minerais opacos (Figura 52). Em alguns locais caracterizou-se a transformação da serpentina para talco. Os cristais de clorita variam de hipidioblásticos a xenoblásticos, são incolores, apresentam birrefringência cinza, estão associados a serpentina e em contato com a tremolita (Figuras 53 e 54), bordejando-a.



Figura 51 – Serpentinito mostrando porções com o predomínio de serpentina (azul) + opacos e porções com maior quantidade de tremolita + talco (minerais coloridos). Nicóis cruzados.

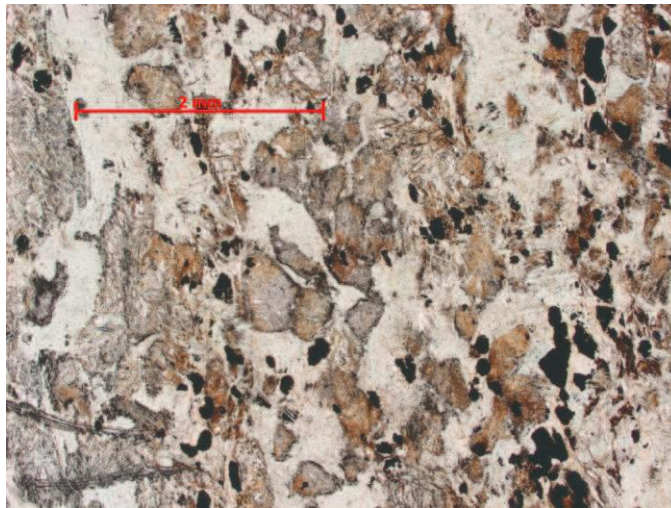


Figura 52 – Serpentinito mostrando porções com o predomínio de serpentina (incolor) + opacos e porções com maior quantidade de tremolita + talco (laranja). Nicóis paralelos.



Figura 53 – Grão de clorita (clor) associado à massa com serpentina e em contato com cristal de tremolita. Nicóis cruzados.

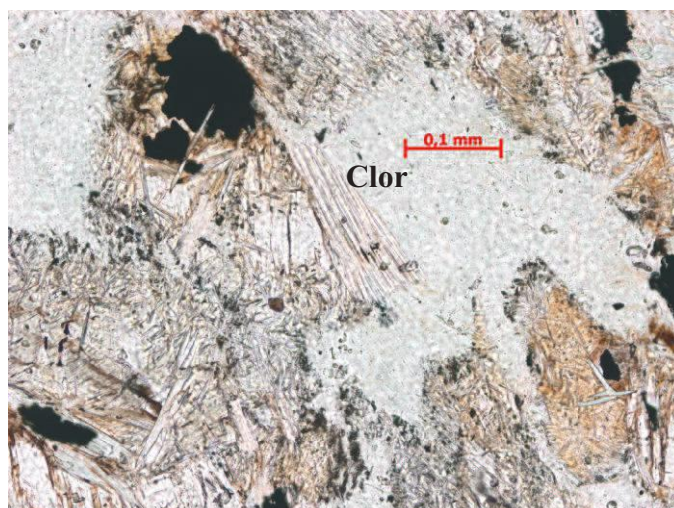


Figura 54 – Grão de clorita (clor) associado à massa com serpentina e em contato com cristal de tremolita. Nicóis paralelos.

Os cristais de tremolita variam de hipidioblásticos a xenoblásticos e formam uma massa heterogênea com os minerais opacos e talco. Encontram-se orientados nessa massa heterogênea, perfazem cerca de 40% da rocha e localmente são sobrecrecidos por grãos tardios de serpentina fibrosa (**Figura 55**).

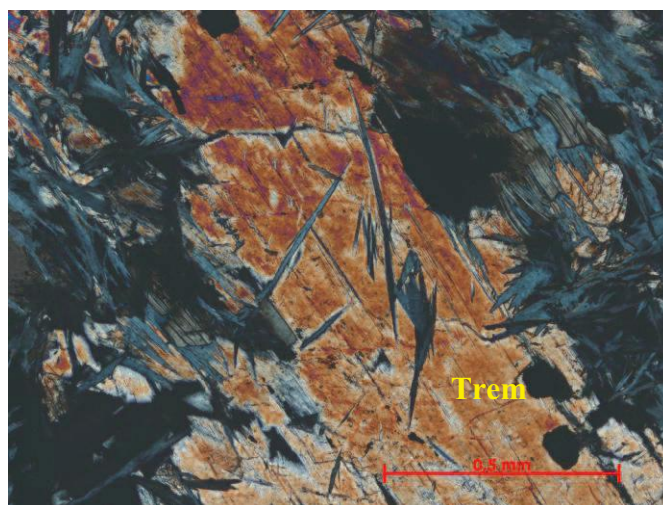


Figura 55 - Cristal de tremolita (trem) com crescimento tardio de serpentina fibrosa sobre o mesmo. Nicóis cruzados

Os serpentinitos maciços com granulação fina e nódulos carbonáticos milimétricos a centimétricos são compostos por serpentina, minerais opacos, talco e siderita. Os cristais de serpentina ocorrem em uma massa fina homogênea de coloração acinzentada associados com cristais dispersos de minerais opacos, siderita e talco. A massa homogênea de serpentina perfaz cerca de 90% da rocha. Os minerais opacos apresentam hábito alongado e estão dispostos de modo aleatório na matriz rica de serpentina (**Figura 56**). Uma característica notável desses minerais é que os mesmos são circundados por uma massa de coloração

amarronzada, relevo baixo e birrefringência baixa, parecendo ser uma corona de alteração (Figura 57). Os grãos de talco são incolores, hipidioblásticos, apresentam relevo relativamente alto, birrefringência elevada e estão orientados conforme a foliação (Figuras 58 e 59).

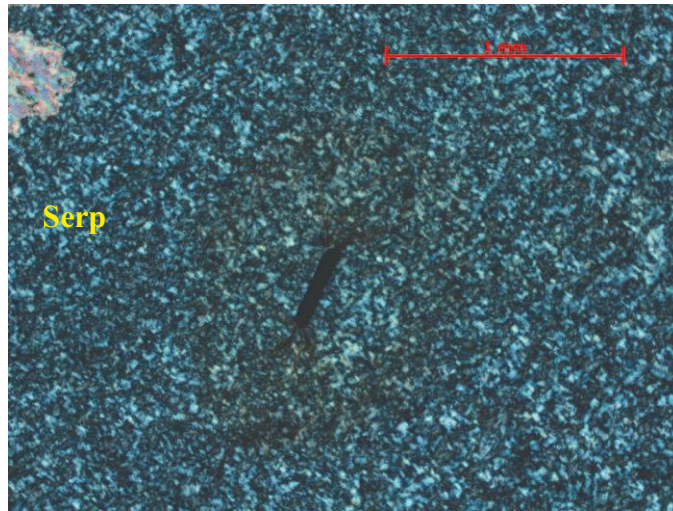


Figura 56 – Massa de serpentina (serp) com cristal de mineral opaco com forma alongada imerso na mesma. Nícol cruzado.

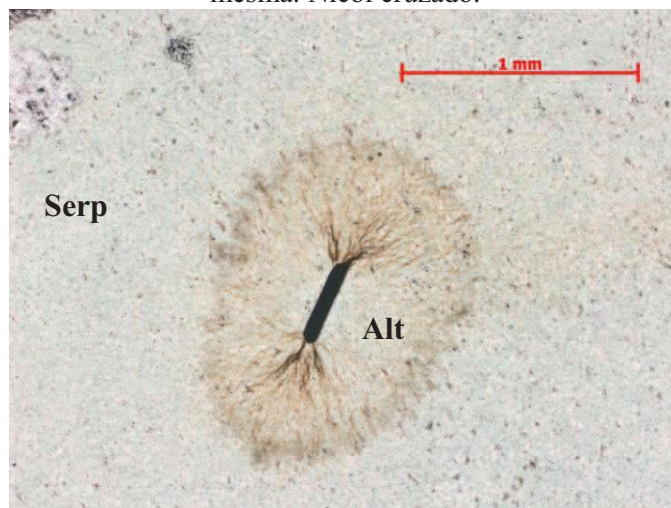


Figura 57 – Massa de serpentina (serp) com cristal de mineral opaco com forma alongada imerso na mesma ocasionando a formação de um halo de alteração (alt). Nicóis paralelos.

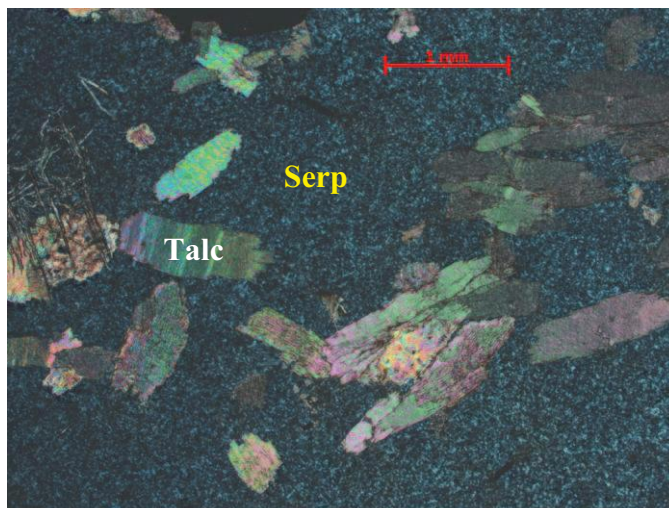


Figura 58 - Cristais de talco (talc) hipidioblásticos, orientados conforme a foliação e imersos em uma matriz rica em serpentina (serp). Nicóis cruzados.

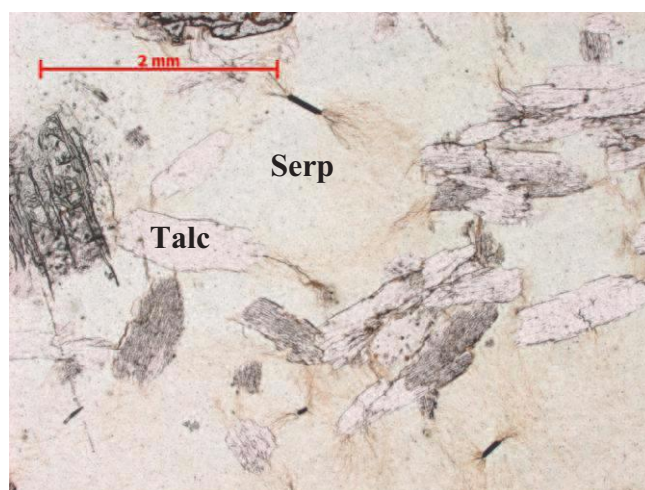


Figura 59 - Cristais de talco (talc) hipidioblásticos, orientados conforme a foliação e imersos em uma matriz rica em serpentina (serp). Nicóis paralelos.

Os cristais de siderita são incolores, hipidioblásticos, apresentam relevo alto, birrefringência elevada, clivagem romboédrica (Figura 60) e percolação de ferro ao longo de parte das clivagens. Ocorrem imersos na massa de serpentina e podem atingir até 20 mm de tamanho nos nódulos (Figuras 61 e 62).

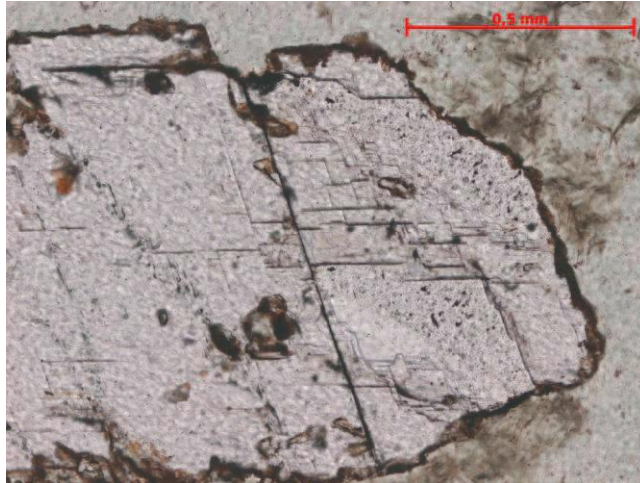


Figura 60 – Grão de siderita com clivagem romboédrica.

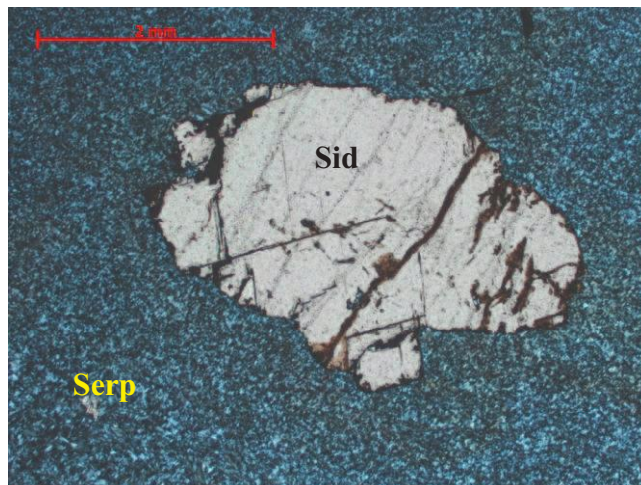


Figura 61 - Grão de siderita (sid) em meio a massa de serpentina (serp). Nicóis cruzados.

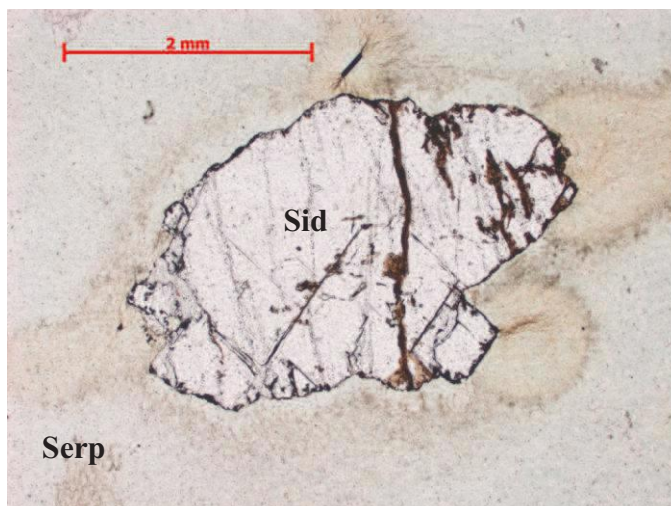


Figura 62 - Grão de siderita (sid) em meio à massa de serpentina (serp). Nicóis paralelos.

6.3.3 - Talcositos

6.3.3.1 - Aspectos de Campo

Os talcositos são representados por exemplares maciços com pirita limonitizada (Figuras 63 e 64), maciços com nódulos centimétricos de talco (Figuras 65 e 66), que inclusive podem ser erodidos, dando um aspecto de cavidades à rocha (Figuras 67 e 68), maciços com níveis ricos em magnetita subédrica a xenomórfica podendo estas atingirem até cerca de 2 mm de tamanho (Figura 69) e foliados que chamam-se talco xistos (Figuras 70 e 71), onde melhor se pode visualizar as características da geologia estrutural da região. O último encontra-se fortemente crenulado com eixo predominantemente N ou S, bem como pode apresentar pirita limonitizada e magnetita.



Figura 63 – Exposição de talcosito com cristais milimétricos a centimétricos e dispersos de pirita limonitizada.



Figura 64 – Detalhe da exposição de talcosito com cristais milimétricos a centimétricos e dispersos de pirita limonitizada.



Figura 65 - Talcositos com nódulos de até 2cm de talco.

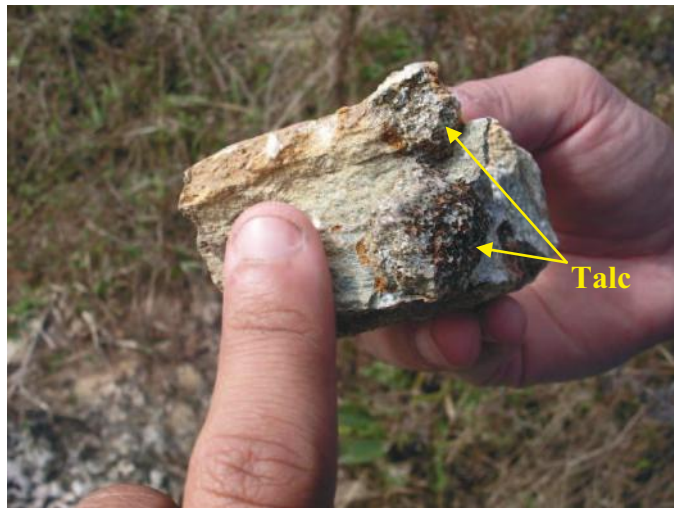


Figura 66 - Detalhe de um nódulo centimétrico de talco no talcosito.



Figura 67 - Talcositos com cavidades anteriormente preenchidas com nódulos de talco.



Figura 68 - Detalhe mostrando as cavidades deixadas pela saída dos nódulos de talco do talcositos.



Figura 69 - Talcositos com níveis ricos em magnetita (grãos escuros) variando de hipidioblásticos a xenoblásticos.



Figura 70 – Talcosito foliado com crenulação bem marcada, diferentemente dos talcositos maciços.



Figura 71 – Talcosito com crenulação bem marcada e grãos de magnetita milimétrica.

8.3.4 - Clorititos

8.3.4.1 - Aspectos de campo

Os clorititos afloram juntamente com os talcositos e serpentinitos em um corpo (Figura 72) acamado a sudoeste da área estudada (Anexo I – Mapa geológico) e como todas as rochas metaultramáficas apresentam uma grande variação textural. Um dos tipos de cloritito é representado por uma rocha exclusivamente formada de aglomerados monominerálicos de clorita de granulação grossa a muito grossa (Figuras 73 e 74).

A outra variedade textural é dada por uma rocha com aglomerados de clorita de granulação fina a média e com cristais euédricos e centimétricos de tremolita e ilmenita (Figuras 75 e 76), que encontram-se inclusive mineralizados em cristais centimétricos de ilmenita (Figura 77).



Figura 72 – Vista parcial do principal afloramento do cloritito da área estudada (Ponto 118).



Figura 73 - Aglomerados monominerálicos de clorita de granulação grossa, representando uma das fácies do cloritito.



Figura 74 - Detalhe do cloritito de granulação grossa.

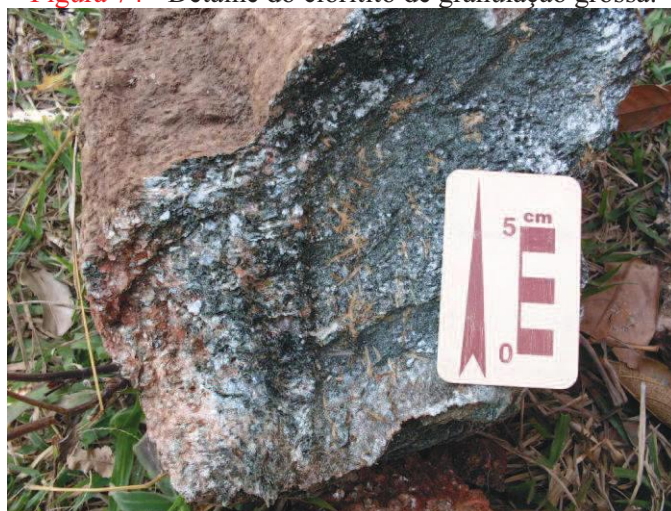


Figura 75 – Cloritito formado por aglomerados de clorita de granulação fina a média (cor esverdeada) e com cristais euédricos e centimétricos de tremolita (cor mais clara).



Figura 76 - Detalhe dos cristais centimétricos de tremolita (cor mais clara) imersos em meio a uma massa de clorita mais fina a média (cor esverdeada).



Figura 77 - Detalhe de um cristal centimétrico de ilmenita em meio ao cloritito fino a médio.

6.3.5 – Anfibolititos

6.3.5.1 - Aspectos de campo

Os anfibolititos são representados por rochas de granulação média a grossa, composta por cristais de anfibólio subédricos a euédricos (**Figura 78**), onde é possível de se identificar sua clivagem com lupa de 10x de aumento. Afloram comumente em lajedos e morros, mas também são encontrados como blocos e estão associados, na maioria das vezes, com os serpentinitos e os talcos xistos.



Figura 78 – Exemplar do anfibolitito de granulação média com cristais tabulares de anfibólio.

6.3.5.1 - Petrografia

Os anfibolititos apresentam granulação grossa, textura granoporfiroblástica e são compostos por hornblenda, clorita, minerais opacos e rutilo. Nessas rochas a hornblenda possui pleocroísmo verde, forma hipidioblástica (**Figura 79**) e apresenta clorita bordejando-a (**Figuras 80 e 81**), indicando a formação desta última a partir da transformação da hornblenda associada a circulação de fluidos, possivelmente ao longo de fraturas.

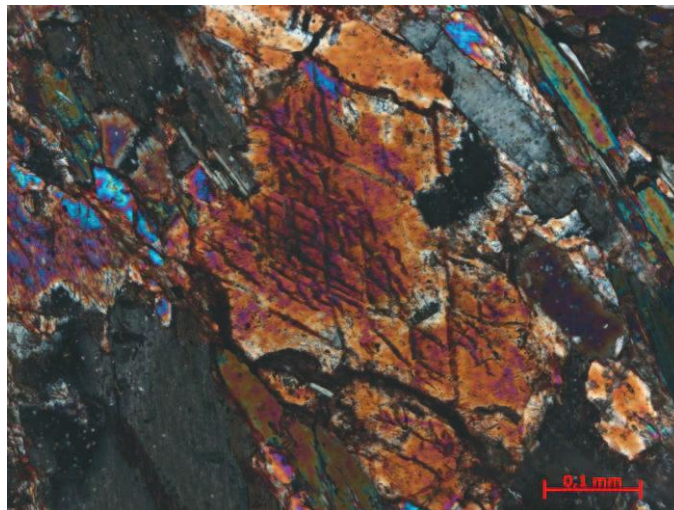


Figura 79 - Cristal hipidioblástico de hornblenda com evidente no anfibolitito.

A clorita presente nos anfibolititos ocorre em grãos predominantemente hipidioblásticos (**Figura 82**), milimétricos, associados aos minerais opacos e tendendo a crescer nas bordas dos grãos de hornblenda. O rutilo apresenta cor vermelha sangue, forma xenoblástica, tamanho milimétrico, relevo alto e ocorre de forma muito restrita no anfibolitito.

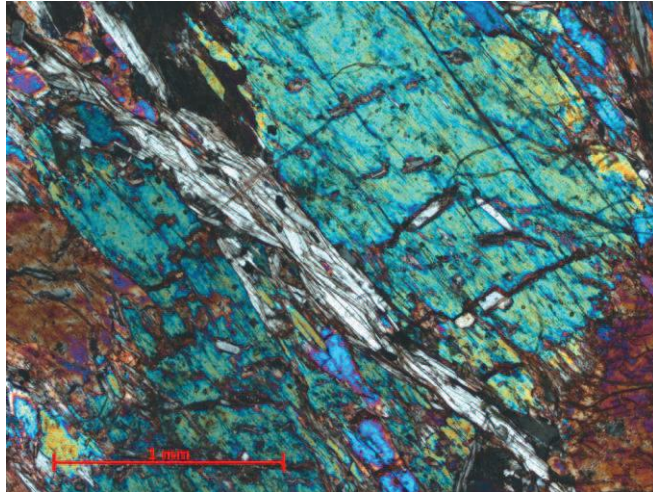


Figura 80 - Fotomicrografia de um cristal de hornblenda bordejado por clorita.

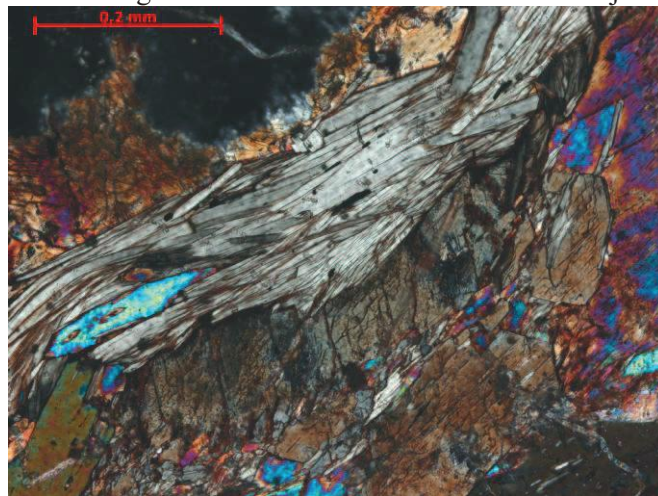


Figura 81 – Detalhe mostrando cristais de clorita bordejando hornblenda.

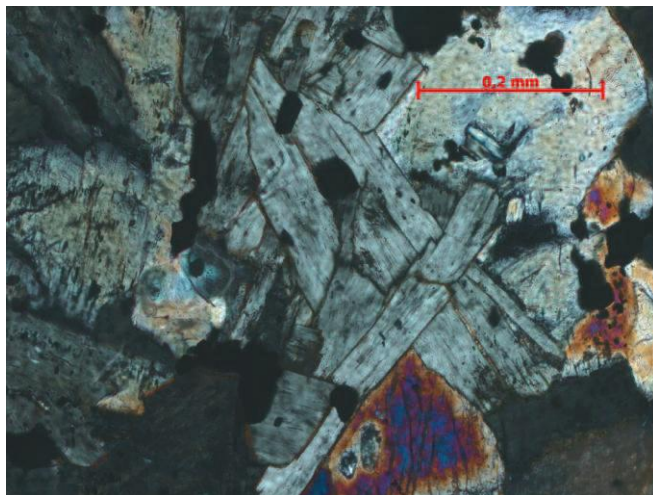


Figura 82 – Grãos hipidioblásticos de clorita associados aos minerais opacos no anfibolitito.

6.4 – ANFIBOLITOS

6.4.1 - Aspectos de campo

Os anfibolitos são compostos essencialmente de hornblenda e plagioclásio, ocorrem comumente como blocos soltos em encostas e muito raramente aflorando em lajedos. Sua ocorrência é muito restrita (BS-35, BS-50, BS-108, BS-124, BS-127, BS-130, BS-137, BS-139 – Anexo II – Mapa de pontos) e podem ser encontrados a sudoeste e oeste da Serra das Bicas, onde na porção sudoeste estes são maciços (Figura 83), enquanto na porção oeste estes são foliados (Figura 84). Destaca-se que os anfibolitos foliados apresentam granada.



Figura 83 - Variedade textural maciça dos anfibolitos presente na porção sudoeste da área estudada.



Figura 84 - Variedade textural foliada dos anfibolitos presente na porção oeste da área estudada.

6.4.2 - Petrografia dos anfibolitos

Na área estudada os anfibolitos apresentam-se faciologicamente mais deformados na região próxima ao contato dos gnaisses tipo II com os quartzitos mica verde da *klippe* Carrancas, enquanto que os anfibolitos encontrados longe dessa região, não apresentam foliação evidente, ou seja, são maciços.

6.4.2.1 – Anfibolitos maciços

Os anfibolitos maciços possuem granulação fina a média (Figura 85), apresentam textura granonematoblástica e são compostos por hornblenda, plagioclásio, minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoisita, zoisita), quartzo, biotita, clorita, minerais opacos, titanita e apatita. A hornblenda dos anfibolitos possui um zonamento composicional dado por um núcleo de coloração amarronzada e bordas de coloração verde (Figura 86).

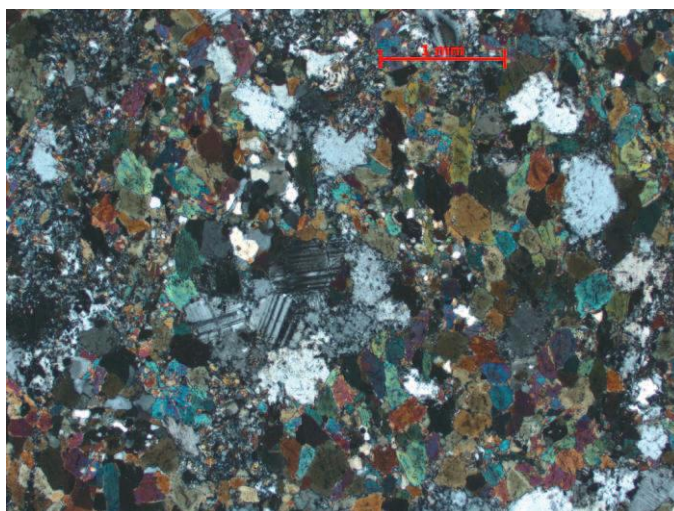


Figura 85 – Granulação fina a média dos anfibolitos maciços, evidenciada pelo tamanho dos grãos de hornblenda e plagioclásio.

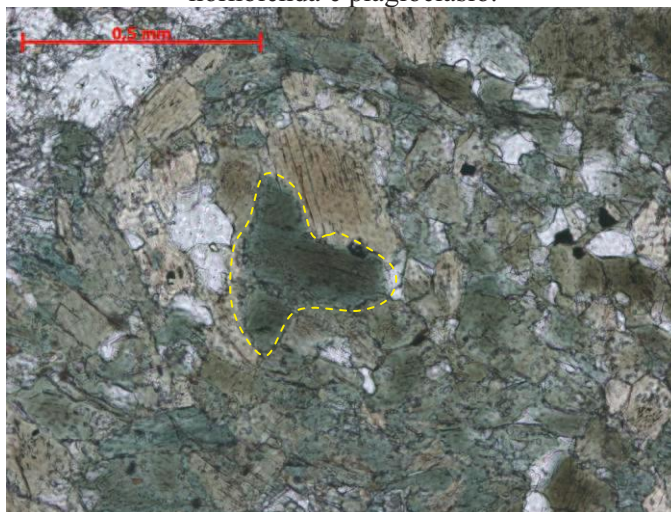


Figura 86 – Variação das cores de pleocroísmo da hornblenda (borda marrom claro e centro marrom escuro) apontando para a presença de zonamento composicional na mesma (tracejado amarelo).

Os cristais de hornblenda apresentam pleocroísmo variando de marrom a verde e birrefringência de laranja - amarelo claro até cinza. Esta ocorre em grãos maiores, possivelmente pseudomorfos de clinopiroxênio, os quais estão recrystalizados formando um mosaico de grãos (Figura 87), que mantêm a forma do grão original do clinopiroxênio. Localizadamente desenvolve-se titanita na região de contato entre os grãos de hornblenda (Figura 88), bem como nos grãos com núcleos de coloração amarronzada observa-se a

presença da clivagem típica dos anfibólios e associado a esta clivagem podem ser encontrados grãos aciculares de minerais opacos (Figura 89) orientados segundo a direção da clivagem.

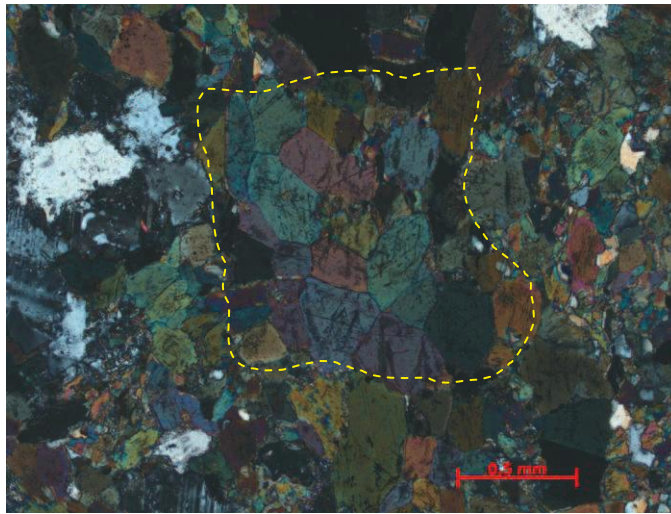


Figura 87 – Grão de hornblenda com contorno tabular fortemente recristalizado, formando um mosaico de pequenos grãos também prismáticos.

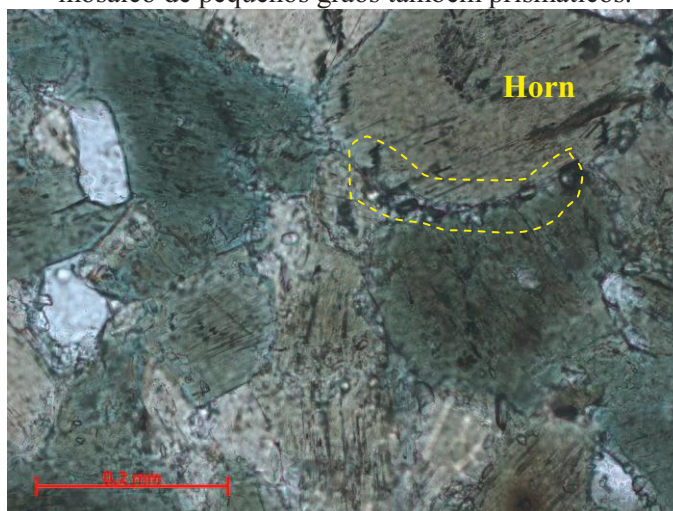


Figura 88 – Grão de hornblenda (horn) com um mosaico de pequenos grãos de titanita crescidos nas suas bordas e no contato com outro grão de hornblenda.

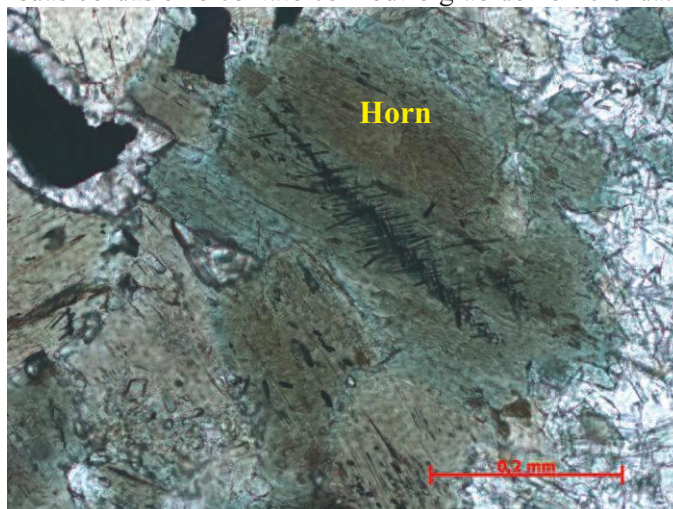


Figura 89 – Grão de hornblenda (horn) zonado com cristais aciculares de minerais opacos orientados.

A hornblenda apresenta localizadamente o desenvolvimento irregular de uma grande quantidade de *blebs* de quartzo (Figura 90), inclusões de apatita e zircão, este último inclusive ocasionando a formação de halos pleocróicos. Grãos de biotita (Figura 91) e clorita podem se desenvolver nas bordas da hornblenda principalmente no contato com plagioclásio, indicando que condições de retrometamorfismo foram desenvolvidas.



Figura 90 – Grão de hornblenda rico em *blebs* de quartzo (qtzo).



Figura 91 – Crescimento de biotita na região de contato entre a hornblenda e o plagioclásio epidotizado.

O plagioclásio presente nas rochas anfibolíticas encontra-se fortemente transformado para minerais do grupo do epidoto (Figuras 92 e 93) e apresenta granulação variando de fina à média. O processo de epidotização com a formação de clinozoisita, epidoto e zoisita é melhor evidenciado nas bordas dos grãos de plagioclásios em contato com grãos de hornblenda. Os minerais do grupo do epidoto variam de muito finos a finos, de idióblastos a xenoblastos e possuem birrefringência azul e cinza (clinozoisita e zoisita) e rosa (epidoto).



Figura 92 - Grãos de plagioclásio (plag) fortemente transformados para minerais do grupo do epidoto nas proximidades do contato com grãos de hornblenda (horn). Nicóis paralelos.

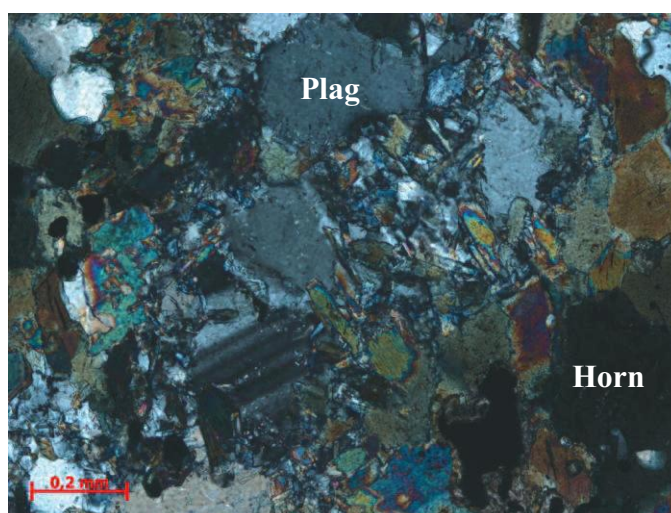


Figura 93 - Grãos de plagioclásio (plag) fortemente transformados para minerais do grupo do epidoto nas proximidades do contato com grãos de hornblenda (horn). Nicóis cruzados.

O quartzo é muito raro, apresenta forma xenoblástica e está associado ao núcleo dos grãos de hornblenda com pleocroísmo amarronzado, configurando os *blebs* (Figura 90). A biotita ocorre em grãos variando desde idioblásticos a hipidioblásticos e está associada à região de contato entre grãos de hornblenda e de plagioclásio. Os grãos de clorita são xenoblásticos, incolores, possuem relevo baixo, birrefringência cinza e crescem nas bordas dos cristais de hornblenda. Os minerais opacos variam de hipidioblásticos a xenoblásticos, ocorrem associados ao anfibólio e podem estar bordejados por titanita (Figura 94).

6.4.2.1 – Anfibolitos foliados

Os anfibolitos foliados ocorrem próximos ao contato dos gnaisses tipo I com os quartzitos da *klippe* Carrancas. Estes possuem granulação fina a média, textura

granonematoblástica, apresentam forte orientação dos grãos de hornblenda (ocasiona o aspecto alongado dos mesmos - **Figura 95**) e são compostos de hornblenda, plagioclásio, granada, minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoisita, zoisita), quartzo, biotita, minerais opacos, apatita, zircão.

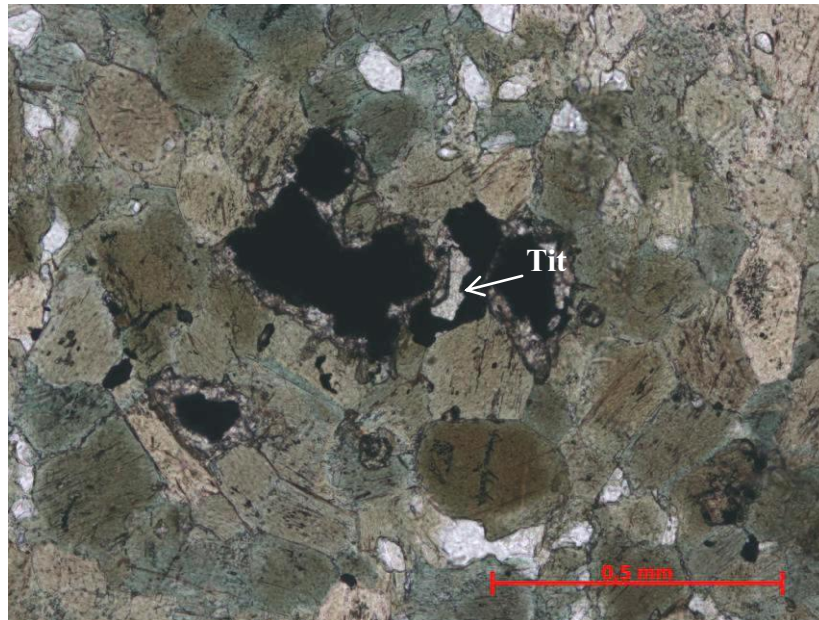


Figura 94 – Minerais opacos bordejados por titanita (tit), que teria crescido durante o metamorfismo.

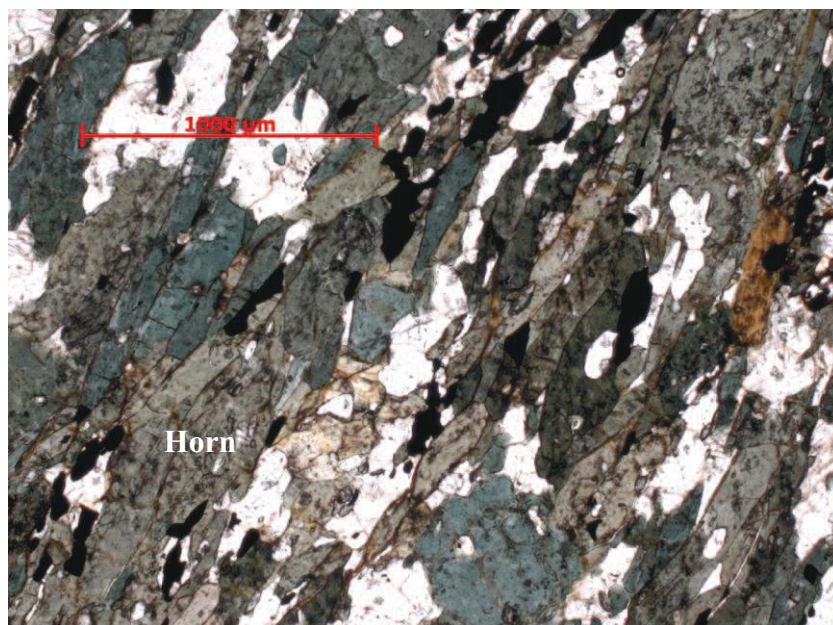


Figura 95 – Granulação fina a média e aspecto alongado da hornblenda e dos minerais félsicos indicando claramente a foliação dos anfibolitos presentes na base da serra das Bicas.

Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro (**Figura 96**), não apresentam zonamento composicional nem as inclusões de minerais opacos

como àqueles das rochas maciças. Foi observada a presença de *blebs* de quartzo e inclusões de apatita e zircão, este último gerando halos pleocróicos no anfibólio.

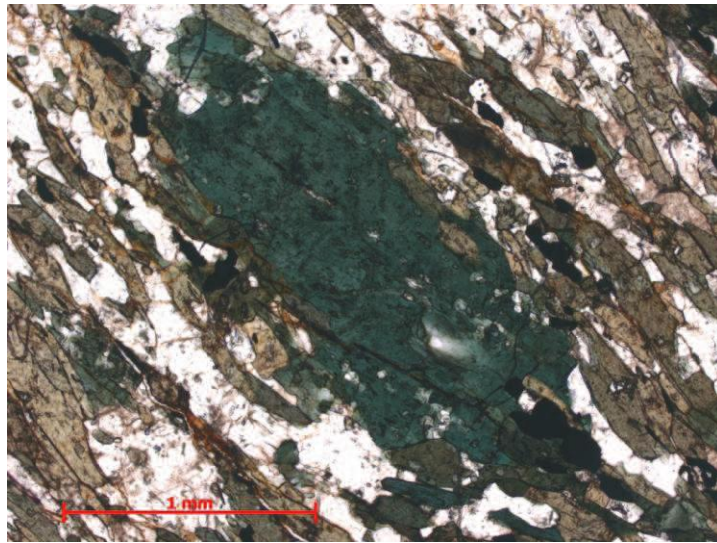


Figura 96 – Grão de hornblenda com pleocroísmo verde claro a verde escuro.

Os minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoisita, zoisita) correspondem a produto da epidotização e saussuritização do plagioclásio, são milimétricos, incolores, possuem relevo alto, birrefringência azul e cinza (zoisita e clinozoisita) e amarela a rosa (epidoto) e variam em forma de idioblásticos a xenoblásticos. O quartzo está associado à hornblenda formando *blebs* ou disperso na rocha em grãos xenoblásticos. Os grãos de biotita são hipidioblásticos (**Figura 97**) estão orientados conforme a foliação (**Figura 98**) e ocorrem preenchendo microfraturas que atravessam os cristais de anfibólio ou bordejando os mesmos (**Figura 99**).

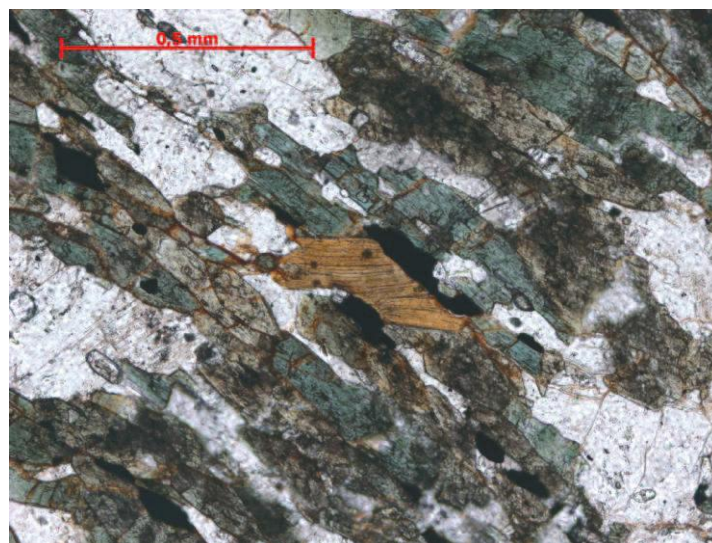


Figura 97 – Grão de biotita hipidioblástico associado a hornblenda e aos minerais opacos.

Os grãos de minerais opacos variam de hipidioblásticos a xenoblásticos, estão orientados conforme a foliação e ocorrem dispersos na rocha. A granada é hipidioblástica, está orientada segundo a foliação e ocorre associada ao epidoto (Figura 100).

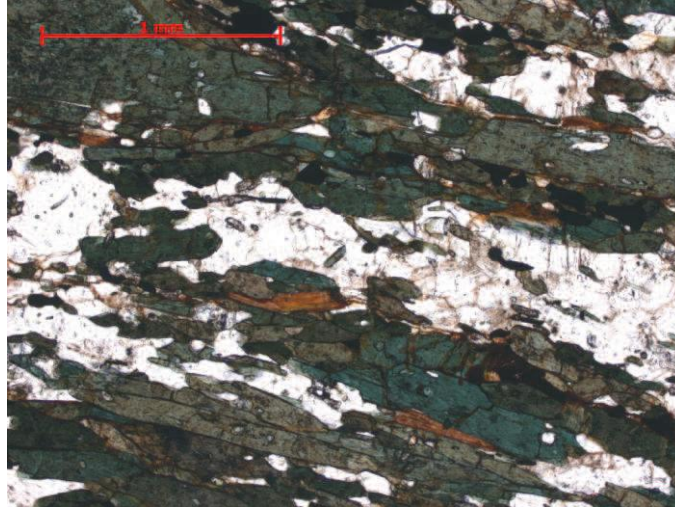


Figura 98 – Grãos de biotita preenchendo microfraturas que atravessam os cristais de anfibólio.

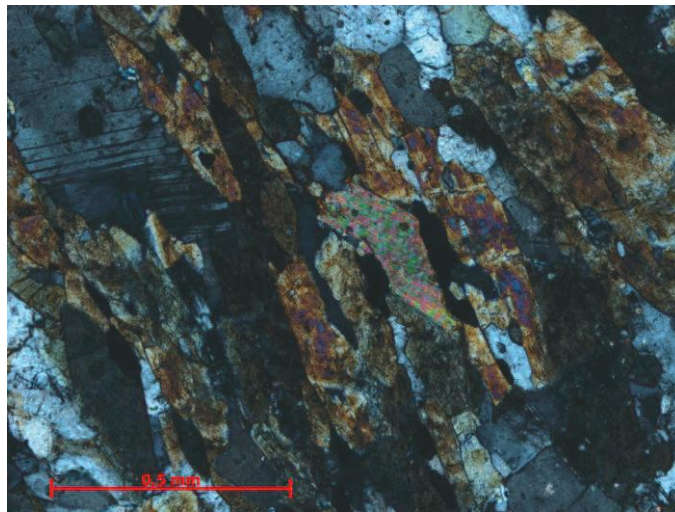


Figura 99 – Grãos de biotita orientados conforme a foliação do anfibólito e bordejando um grão de hornblenda.

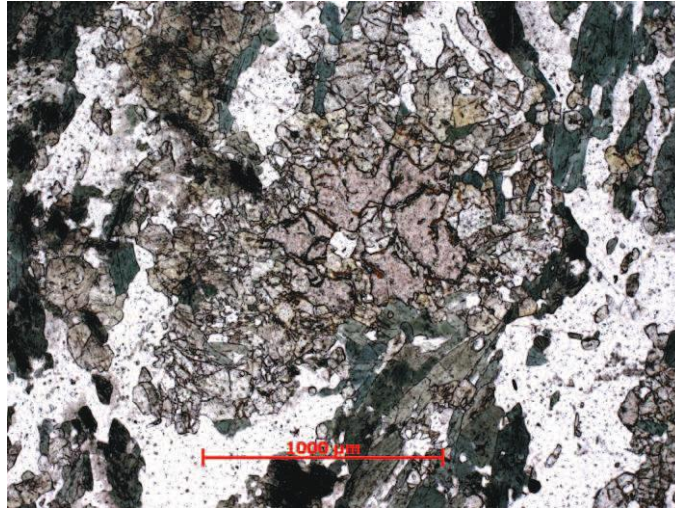


Figura 100 – Grão de granada associado ao epidoto e a hornblenda no anfíbolito.

6.4.3 – Evolução mineralógica

Após a caracterização petrográfica das rochas em questão é possível de se sugerir que os anfíbolitos teriam se formado a partir da transformação metamórfica de antigos diques ou derrames de rochas basálticas em condições de fácies anfíbolito. Destaca-se que não foi observada nenhuma feição claramente indicativa de derrame para as rochas em questão, porém as condições de metamorfismo – deformação poderiam ter obliterado as mesmas.

Em termos gerais, o primeiro pulso metamórfico na fácies anfíbolito teria transformado o clinopiroxênio em hornblenda marrom (**Reação 1**), bem como transformado, parcialmente, o plagioclásio em minerais do grupo do epidoto (**Reação 2**).

Reação 1

Clinopiroxênio ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) + Ortopiroxênio ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) + Plagioclásio ($(\text{Ca, Na})\text{Al}(\text{Al,Si})\text{Si}_2\text{O}_8$) + Opacos (FeTiO_2) → Hornblenda ($\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe})_4(\text{Al,Fe,Ti})\text{AlSi}_8\text{AlO}_{22}(\text{OH,O})_2$) + Opacos (FeTiO_2) + Titanita (CaTiOSiO_4).

Reação 2

Plagioclásio $(\text{Ca, Na})\text{Al}(\text{Al,Si})\text{Si}_2\text{O}_8$ → grupo do epidoto $(\text{X}_2\text{Y}_3\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{SiO}_7)(\text{OH,F})$, onde $\text{X} = \text{Ca, Na, Pb, Sr, Ce}^{3+}, \text{La}^{3+}, \text{Y}^{3+}, \text{Th, Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+}$ e $\text{Y} = \text{Al, Fe}^{3+}, \text{Mg, Be, Mn}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ti, Cr}$)

O segundo pulso metamórfico, na fácies xisto verde, teria proporcionado o crescimento de biotita e clorita à custa da hornblenda metamórfica (**Reação 3**).

Reação 3

Hornblenda ($\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe},\text{Ti})\text{AlSi}_8\text{AlO}_{22}(\text{OH},\text{O})_2$) \rightarrow Biotita ($\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6\text{-}_4(\text{Fe}^{3+},\text{Al}, \text{Ti})_{0-2}\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$) e clorita ($(\text{Mg},\text{Al},\text{Fe})_{12}(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}$).

6.5 - Megassequência Andrelândia

6.5.1 - Unidade A1+A2

Segundo Paciullo *et al.* (2000), as rochas desta unidade afloram quase sempre alteradas na baixada ao sul da serra de Carrancas e a oeste da serra das Bicas. Predominam gnaisses finos a médios, com bandamento composicional definido por camadas tabulares delgadas (1-10 cm) enriquecidas ou não em biotita (Figura 101). Intercalações de bancos centimétricos a métricos de quartzitos micáceos são freqüentes. Corpos decimétricos a métricos de muscovita biotita xistos e, mais raros, de clorita talco xistos, clorititos e anfíbolitos também ocorrem. A estratificação e as intercalações de rochas metassedimentares sugerem um protólito sedimentar para o gnaisse.

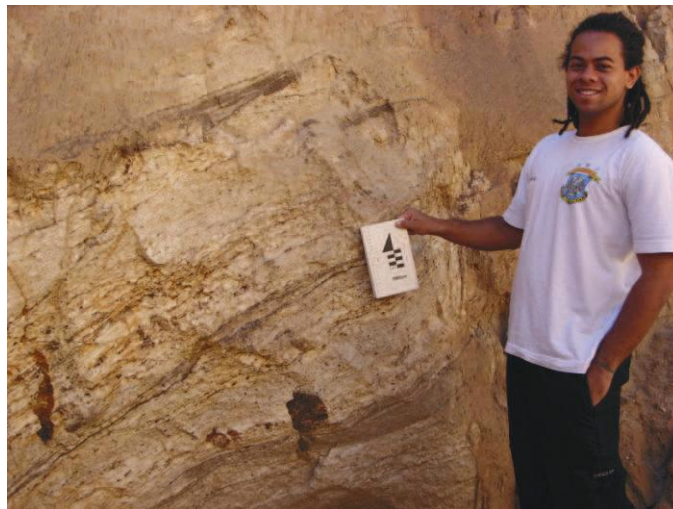


Figura 101 - Bandamento composicional definido por camadas tabulares delgadas enriquecidas ou não em biotita.

6.5.2-Unidade A3

Essa unidade é constituída por quartzitos com muscovita esverdeada e minerais opacos. Estes litótipos apresentam foliação paralela ao acamamento (Figura 102) e localizadamente lineação para nordeste (Figura 103). Nesta unidade ocorrem níveis de xistos com muscovita esverdeada que separam eventualmente bancos métricos de quartzito.

6.5.3- Unidade A4

Essa unidade é constituída por cloritóide filito, granada estaurolita xisto, filito cinza e quartzito. O cloritóide filito é uma rocha de coloração cinza, granulação fina, com foliação definida por mica branca e cloritóide. O granada estaurolita xisto em geral é uma rocha com coloração cinza, rica em muscovita e minerais opacos, em geral com xistosidade anastomosada contornando porfiroblastos de granada e estaurolita. Ocorre uma passagem gradual entre o cloritóide filito e o estaurolita xisto, resultado de aumento progressivo do metamorfismo.



Figura 102 - Lajedo numa drenagem de quartzito mica verde com foliação paralela ao acamamento



Figura 103 - Lajedo com quartzito mica verde com lineação para nordeste

O filito cinza deve sua cor provavelmente a presença de material grafitoso. São raros os porfiroblastos de granada e estaurolita e as micas finas, comumente definem clivagem de

crenulação. Este filito aparece em intercalações milimétricas a métricas em espessura, tanto nos xistos quanto nos quartzitos (Figura 104).

Os quartzitos dessa unidade são rochas quartzo micáceas, que aparecem em bancos centimétricos a métricos intercalados nos xistos e filito grafitoso (Figura 105).



Figura 104 - Intercalações milimétricas a métricas de filito cinza e quartzito

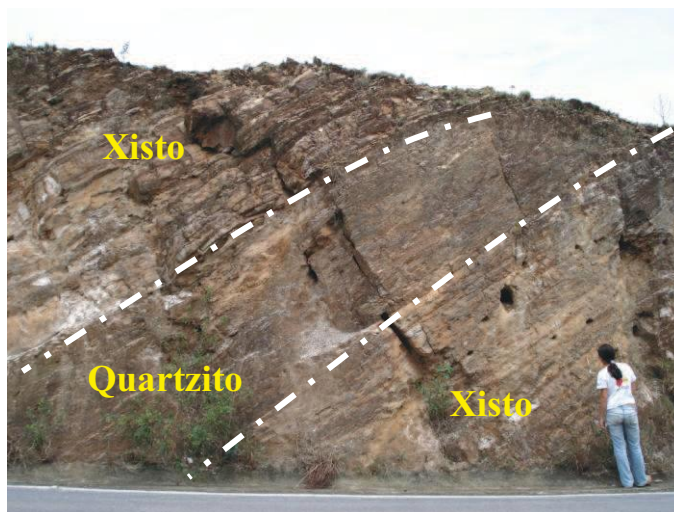


Figura 105 - Afloramento mostrando a intercalação de níveis xistosos e bancos quartzíticos

7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Ebert (1971) reconheceu dois eventos deformacionais de extensão regional no sul do estado de Minas Gerais os quais denominou de Araxaídes com rumo principal de foliação NW-SE e Paraibíades, com rumo NE-SW. Moutinho da Costa *et al.* (in Carvalho, 2010) identificaram um padrão de redobramento do tipo II (cogumelo) na confluência das serras das Bicas e Carrancas. Essa estrutura foi posteriormente estudada por Dayan & Batista Filho (1984) e Dayan *et al.* (1987).

O reconhecimento de três fases de deformação e da própria *klippe* apareceu nas dissertações de Paciullo (1980) e Ribeiro (1980), condensadas em Trouw *et al.* (1980), Ribeiro (1983) e Paciullo (1983). Estes autores denominaram as três fases de deformação de D1, D2 e D3. Essa nomenclatura e os conceitos de geologia estrutural foram então usados em uma série de trabalhos de graduação e mestrado no sul de Minas Gerais.

Na *klippe* Carrancas destaca-se a dissertação de Heilbron (1984), resumida em Heilbron (1985), que mapeou e interpretou isógradas metamórficas na *klippe* Carrancas e nas unidades autóctones sob a *klippe*. Depois na década de noventa vieram os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1990, 1995), Trouw *et al.* (1994), onde as fases de deformação foram relacionadas à evolução das faixas Brasília e Ribeira.

7.1 - Primeira fase de deformação – D1

Um grande sinformal revirado (**Anexo II – Seções geológicas**) é visualizado na área da serra das Bicas pela repetição das unidades A3 (quartzito mica verde) e A4 (granada estauroлита xisto, filito cinza e quartzito) que se estende por toda a *klippe* Carrancas.

Os eixos desse sinformal são curvos, com a lineação de estiramento L1 com caimento ora para NNW e ora para SSE (**Figura 106**). Os planos axiais S1 das dobras D1 mergulham para oeste na serra das Bicas (**Figura 107**).

A atitude da forte lineação de estiramento L1 indica que as estruturas da fase D1 resultaram de transporte tectônico para leste e sudeste. O empurrão que deu origem a *klippe* deve ser contemporâneo ao dobramento com eixo curvo da fase D1. As atitudes das estruturas D1 indicam que esta fase de deformação, juntamente com a colocação da *klippe* Carrancas podem ser relacionada à evolução da faixa Brasília como já interpretado por Paciullo *et al.* (2000).

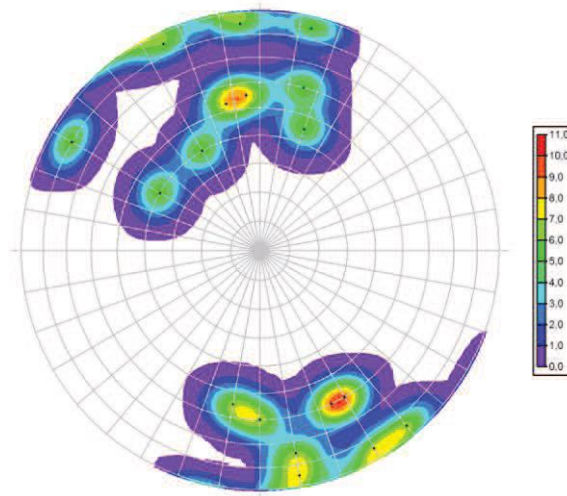


Figura 106 - Estereograma mostrando a lineação de estiramento L1

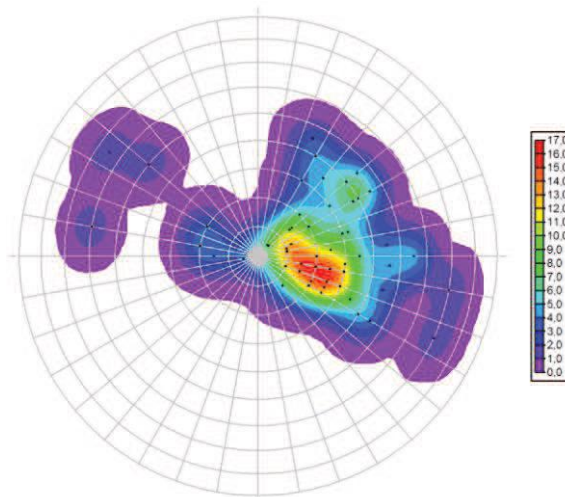


Figura 107 - Estereograma mostrando os pólos dos planos axiais S1

7.2 - Segunda fase de deformação – D2

Esta fase de deformação está registrada em apenas uma dobra registrada na área estudada, localizada a sudeste do mapa ([Anexo I – Mapa geológico](#)).

É uma dobra assimétrica fechada, com plano axial S2 inclinado para sul ([Figura 108](#)) e eixo L2 com caimento principalmente para oeste ([Figura 109](#)). A assimetria da mesma é definida por flancos curtos íngremes e flancos compridos suaves, que indicam vergência para norte.

As variações nas atitudes dos eixos D2 refletem o redobramento por D3. A vergência da dobra da fase D2 na serra das Bicas indica um regime tectônico com movimento para norte. Em conjunto a orientação das estruturas D2 é compatível com o sentido de movimento tectônico da faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000, 2004).

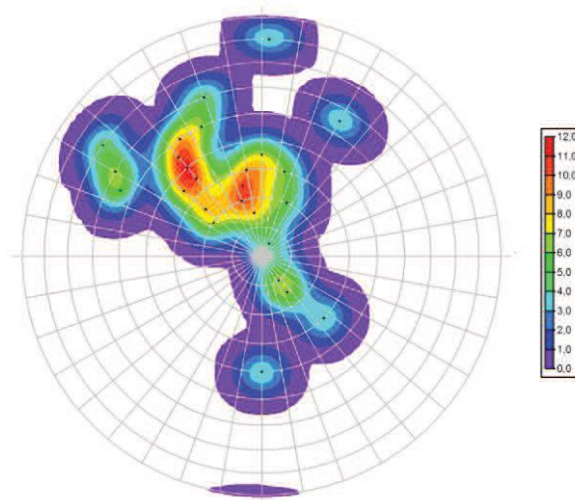


Figura 108 - Estereograma mostrando os pólos dos planos axiais S2

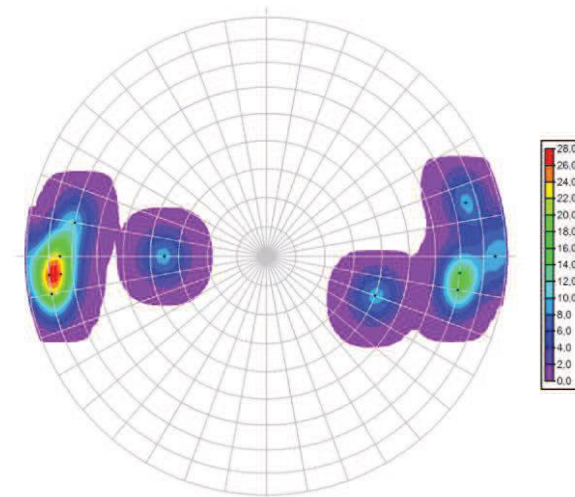


Figura 109 - Estereograma mostrando a lineação de estiramento L2

7.3 -Terceira fase de deformação – D3

A terceira fase de deformação D3 é caracterizada por dobras suaves ou abertas na maior parte da *klippe* Carrancas e no domínio para-autóctone. Os planos axiais são íngremes de traço norte-sul e os eixos tem caimento suave para sul.

As atitudes de crenulações e dobras D3 suaves e abertas sugerem encurtamento leste-oeste.

Uma sintetização da geologia estrutural encontrada na área está representada pelos litótipos de gnaiss tipo I (Figura 110) e talcosito foliado ou talco xisto (Figura 111 e 112).



Figura 110 – Lajedo de gnaiss tipo I onde se visualiza as três fases de deformação

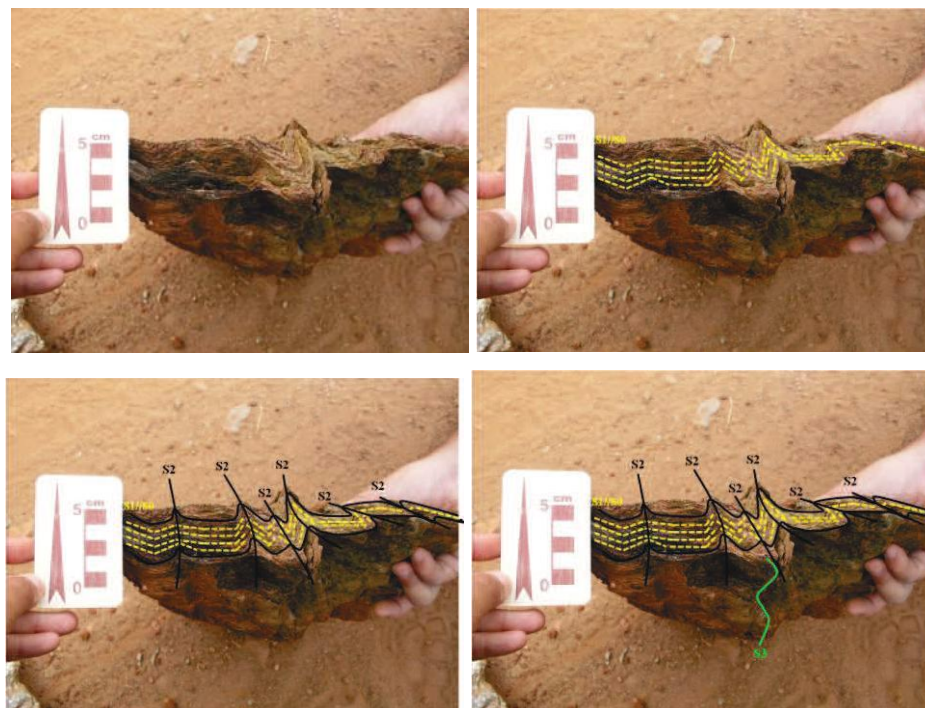


Figura 111 – Amostra de talcosito foliado ou talco xisto onde se visualiza as três fases de deformação

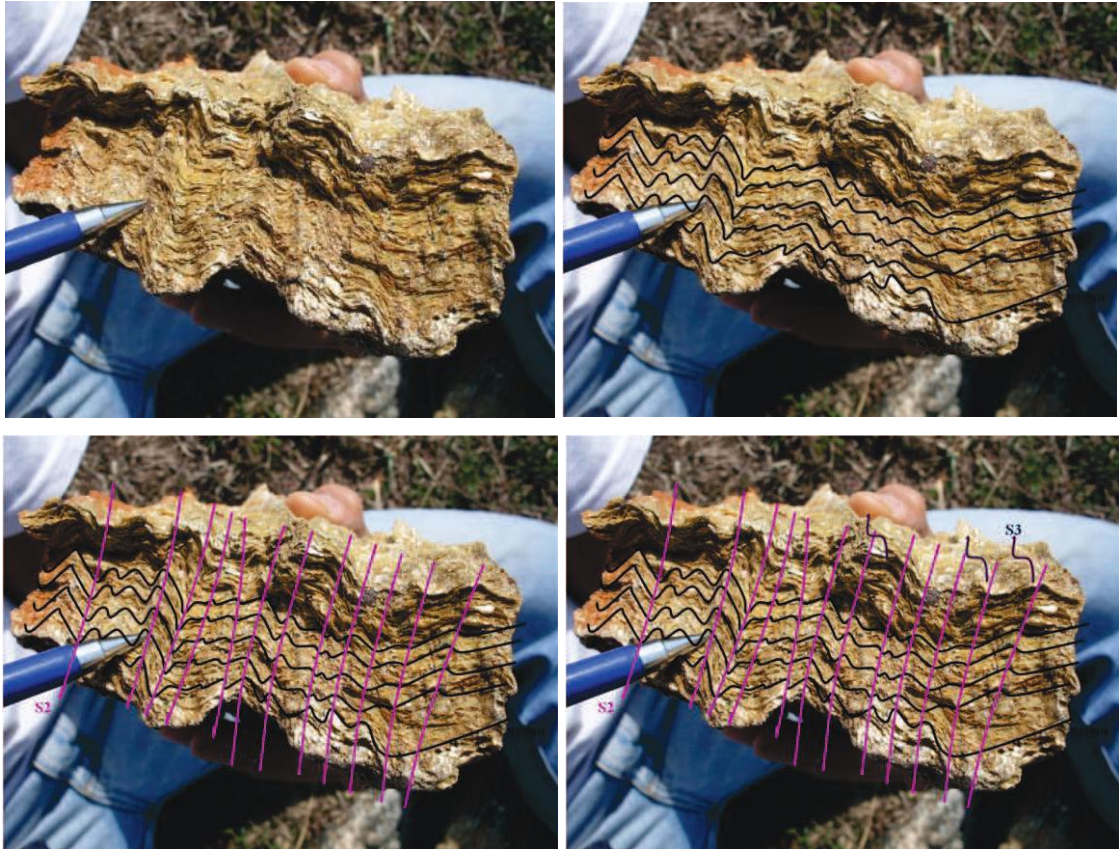


Figura 112 – Amostra de talcosito foliado ou talco xisto onde se visualiza as três fases de deformação

8. METAMORFISMO

As condições metamórficas da região mapeada podem ser caracterizadas na unidade A4 da megassequência Andrelândia (Carvalho, 2010), bem como nas rochas gnáissicas, metamáficas e metaultramáficas estudadas.

8.1 - Unidades da megassequência Andrelândia

Segundo Carvalho (2010) a microtectônica e as relações entre foliações e minerais metamórficos permitiram identificar três eventos metamórficos-deformacionais distintos. A primeira fase de deformação D1 é representada pela paragênese metamórfica contendo granada, clorita, muscovita e cloritóide, os quais definem a foliação S1 nos filitos e xistos da unidade A4 da megassequência Andrelândia, bem como a paragênese clorita e biotita no biotita xisto da unidade A5 desta mesma megassequência.

Segundo Carvalho (2010), esta associação mineral, contemporânea à fase de deformação D1, registra condições metamórficas de fácies xisto verde, zona da granada (Figura 113 - gráfico A). Como a primeira fase de deformação D1 foi atribuída por Trouw *et*

al (2005) à evolução da faixa Brasília, o metamorfismo M1 também deve ser relacionado a esta faixa.

A segunda fase de deformação D2 é caracterizada pela presença de granada, estaurólita e cianita, bem como pela recristalização dos minerais micáceos. A presença de estaurólita em rochas pelíticas metamorfasadas indica fácies anfibolito, enquanto cianita aponta para pressão intermediária a alta (Figura 113 - gráficos B e C). Segundo Carvalho (2010), este metamorfismo M2 é contemporâneo à fase de deformação D2, que foi interpretada por Trouw *et al.* (2005) como associada à evolução da faixa Ribeira.

Já o terceiro evento metamórfico M3 está relacionado à terceira fase de deformação D3, cujas estruturas registram uma compressão leste-oeste nos estágios finais da orogênesse. Segundo Carvalho (2010), durante este evento ocorreu o crescimento de clorita, cloritóide e muscovita sin-tardi-D3 nos filitos e xistos da unidade A4. Estes minerais são compatíveis com condições metamórficas de fácies xisto verde superior, zona da granada. Os minerais de M3 crescem sobre a paragênese de fácies anfibolito, caracterizando, portanto, o metamorfismo M3 como retrógrado (Figura 113 - gráfico D).

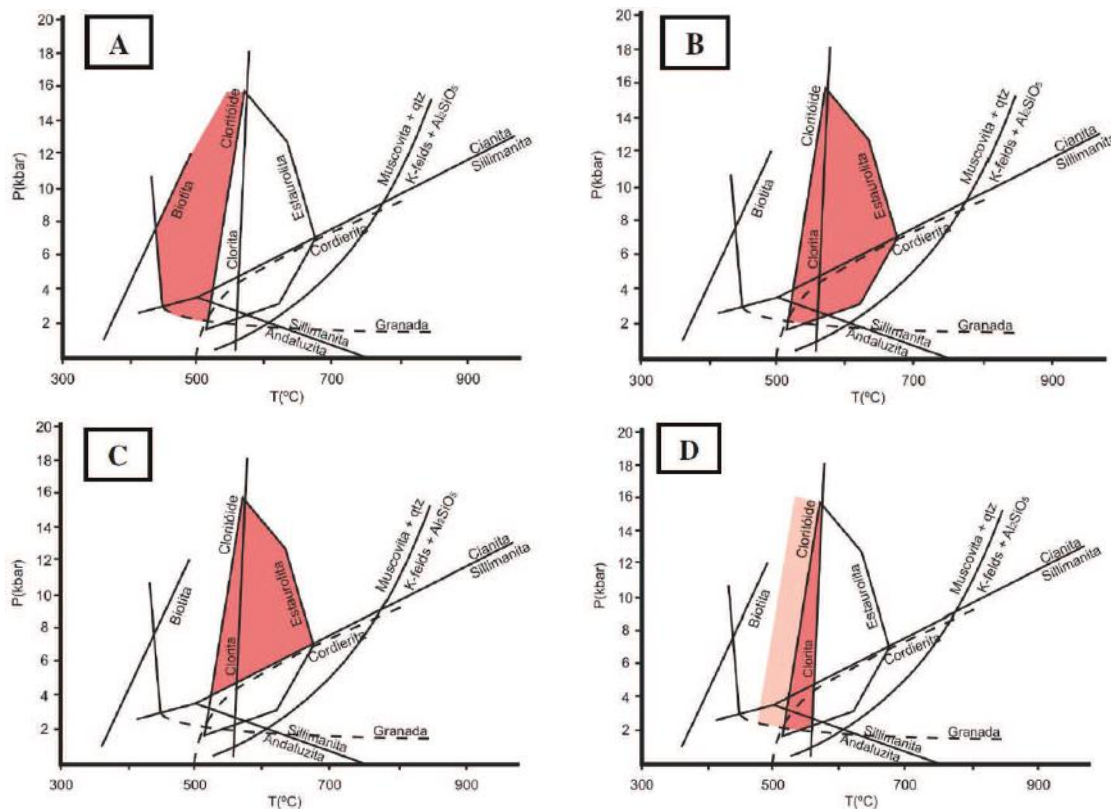


Figura 113 - Gráficos P-T para a associação mineralógica de cada fácies: A – cloritóide e granada; B – granada e estaurólita C – granada, estaurólita e cianita; D– cloritóide, granada, clorita e estaurólita.

8.2-Rochas gnáissicas

Os gnaisses da área estudada foram subdivididos em três tipos diferentes, os quais apresentam mineralogias próximas, porém com algumas diferenças, representadas por:

1) Gnaisse tipo I → paragênese ou associações entre biotita + epidoto; microclina + muscovita; allanita + epidoto; e biotita+ epidoto + zircão.

2) Gnaisse tipo II → paragênese ou associações entre allanita + epidoto; e clinozoisita + biotita.

3) Gnaisse tipo III → paragênese ou associações entre allanita + epidoto; zircão + biotita; e biotita + epidoto + allanita + titanita

O gnaisse tipo III apresentou, ainda, granada, estaurolita e cianita no estudo de concentrado de minerais pesados de saprólitos, apontando que suas condições de metamorfismo corresponderiam a da fácies anfíbolito.

Uma discussão bastante relevante a se considerar sobre o metamorfismo dessas rochas é em relação aos corpos pegmatíticos encontrados nelas. Seria se esses pegmatitos corresponderiam ao produto da fusão parcial dessas rochas? O que seria pouco provável pois estes gnaisses teriam de ser submetidos a condições metamórficas de temperatura igual ou superior a 650°C, bem como as mesmas deveriam apresentar minerais metamórficos condizentes com essas condições seguindo a sequência barrovia de metamorfismo, iniciado pela zona de clorita e terminando na zona de sillimanita. Assim teriam de ser observados em petrografia as associações metamórficas de mais alta pressão e temperatura que no caso seria a de fácies granulito, o que não é descrito na região estudada e nem é observado nas associações mineralógicas dos gnaisses haja vista que os mesmos apresentam em abundância quartzo e muscovita e em escassez de K-feldspato e a ausência de aluminossilicatos.

8.3 – Rochas anfíbolíticas

Nas rochas anfíbolíticas foi possível reconhecer dois eventos ou pulsos metamórficos. O primeiro evento é dado pela paragênese metamórfica constituída por hornblenda, plagioclásio e granada, indicativo assim de fácies anfíbolito. Esse evento metamórfico pode estar correlacionado ao metamorfismo M2 contemporâneo a fase de deformação D2 e descrito

nas rochas pelíticas metamorfasadas da unidade A4 da megassequência Andrelândia. Segundo Trouw *et al.* (2005) esse pulso metamórfico é correlacionado à evolução da faixa Ribeira.

O segundo evento metamórfico caracterizado nos anfíbolitos é dado pelo crescimento de biotita e clorita a partir da hornblenda, bem como de epidoto, zoisita e clinozoisita a partir do plagioclásio. Estas feições são indicativas de fácies xisto verde. Podemos assim correlacionar esse segundo evento ao metamorfismo M3 de Trouw *et al.* (2005), que está relacionado à terceira fase de deformação D3. De forma semelhante ao observado nos anfíbolitos esses minerais estão sobrecrecendo à associação mineralógica da fácies anfíbolito, portanto podendo ser considerado como um pulso retrometamórfico.

8.3 – Rochas metaultramáficas

8.3.1 – Serpentinóis

Nos serpentinóis foi observada uma paragênese metamórfica dada pela presença de serpentina, minerais opacos, clorita, tremolita e talco. Essa paragênese foi gerada sobre a mineralogia de um protólito peridotítico composto majoritariamente por olivina e piroxênio, num intercrescimento do tipo cumulático, como evidenciado pelas feições de campo e petrográficas. A introdução de um fluido aquoso causou, inicialmente, a transformação pseudomórfica da olivina em serpentina (Yardley 1996; Winter 2001) o que é característico de metamorfismo em fácies xisto verde, que na área podemos então correlacioná-la ao metamorfismo M1 proposto por Trouw *et al.* (2005) relacionado à evolução da faixa Brasília.

Com o metamorfismo progressivo houve então a transformação metamórfica do piroxênio em tremolita (Evans, 1977) correspondendo às condições metamórficas de fácies anfíbolito podendo então ser correlacionada ao metamorfismo M2 proposto por Trouw *et al.* (2005) que estaria relacionado à evolução da faixa Ribeira.

Durante a substituição da olivina e do piroxênio primário pela serpentina e pela tremolita ocorreu sobre de Fe, que pode ter entrado na composição química de parte dos minerais opacos, como também na siderita. Esta última aponta que o fluido metamórfico também continha CO₂.

A geração da clorita, que é a fase mineral que contém o Al nessas rochas, significando assim que esse elemento deve ter alcançado certo grau de mobilidade, podendo ter-se derivado das rochas encaixantes gnáissicas. Portanto as texturas de substituição dos anfíbolios por clorita, bem como com a formação de talco a partir de serpentina, bem como o crescimento tardio de serpentina sobre cristais de tremolita é indicativo de metamorfismo em fácies xisto verde (Yardley 1996; Winter 2001), que portanto pode ser relacionado ao

metamorfismo M3 proposto por Trouw *et al.* (2005) com uma ligação genética relacionada a uma compressão leste-oeste nos estágios finais da orogênese.

9 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A região de Carrancas apresenta uma sucessão de gnaisses intercalados com rochas metaultramáficas e metamáficas cuja evolução geológica pode ser relacionada a um pacote metassedimentar de uma seqüência *greenstone belt*, de idade Arqueana ou Paleoproterozóica ou como vem sendo atribuída há décadas à evolução da bacia Andrelândia, de idade Neoproterozóica (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000).

As unidades gnássicas encontradas a oeste da serra das Bicas apresentam características mineralógicas, metamórficas e deformacionais que apontam que as mesmas estariam associadas à evolução da bacia Andrelândia correspondendo assim a unidade A1+A2 da Megassequência Andrelândia denominada unidade São Vicente e não ao embasamento Arqueano-Paleoproterozóico.

A única questão em aberto sobre esses gnaisses seria qual a fonte dos pegmatitos associados aos mesmos. Seriam eles produto da fusão parcial dessas rochas ou não? O que seria pouco provável pois estes gnaisses teriam de ser submetidos a condições metamórficas de temperatura igual ou superior a 650°C, bem como as mesmas deveriam apresentar minerais metamórficos condizentes com essas condições seguindo a seqüência barroviana de metamorfismo, iniciado pela zona de clorita e terminando na zona de sillimanita. Assim teriam de ser observados em petrografia as associações metamórficas de mais alta pressão e temperatura que no caso seria a de fácies granulito, o que não é descrito na região estudada e nem é observado nas associações mineralógicas dos gnaisses haja vista que os mesmos apresentam em abundância quartzo e muscovita e em escassez de K-feldspato e a ausência de aluminossilicatos.

Em relação às rochas anfíbolíticas e metaultramáficas intercaladas com os gnaisses, estas poderiam corresponder a derrames intercalados com sedimentos siliciclásticos numa parte distal da bacia Andrelândia. Foi possível correlacionar os eventos metamórficos registrados nestas rochas com aqueles descritos nas rochas da unidade A4 da megassequência Andrelândia. Nas rochas anfíbolíticas foram reconhecidos dois eventos metamórficos, onde o primeiro é dado pela paragênese hornblenda + plagioclásio + granada, indicativo de fácies anfíbolito, podendo ser correlacionado ao metamorfismo M2 de Trouw *et al.* (2005), que estaria relacionado à evolução da faixa Ribeira. O segundo evento metamórfico é

representado pelo crescimento de biotita e clorita a partir da hornblenda, bem como de epidoto, zoisita e clinozoisita a partir do plagioclásio, que apontariam para condições de fácies xisto verde. Desta maneira, esse evento pode ser correlacionado ao metamorfismo M3 de Trouw *et al.* (2005), que estaria relacionado à terceira fase de deformação D3.

Nos serpentinitos a paragênese metamórfica encontrada é dada pela presença de serpentina, minerais opacos, clorita, tremolita, talco além da presença de siderita. Essa paragênese foi gerada sobre a mineralogia de um protólito peridotítico composto majoritariamente por olivina e piroxênio, num intercrescimento do tipo cumulático. A primeira transformação metamórfica seria aquela ligada a transformação pseudomórfica da olivina em serpentina, que é característica de metamorfismo em fácies xisto verde, que na área podemos então correlacionar ao metamorfismo M1 proposto por Trouw *et al.* (2005). Com o progresso do metamorfismo houve então a segunda transformação metamórfica do piroxênio em tremolita correspondendo às condições metamórficas de fácies anfíbolito, podendo a mesma ser correlacionada ao metamorfismo M2 proposto por Trouw *et al.* (2005).

A terceira transformação metamórfica seria aquela ligada a geração da clorita a partir dos anfibólios, talco a partir de serpentina além da serpentina tardia a partir de tremolita, indicando assim um metamorfismo em fácies xisto verde, que poderia estar relacionado ao metamorfismo M3 proposto por Trouw *et al.* (2005).

Quanto à geologia estrutural da área as rochas gnáissicas e as rochas metaultramáficas apresentam o padrão de dobramento visualizado na *klippe* Carrancas pelas fases de deformação D1, D2 e D3 corroborando a hipótese das mesmas estarem ligadas a evolução da bacia Andrelândia.

10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*. 7: 349-364.

Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: A. Misi & J.M.L. Dominguez (eds.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG, 45- 62.

Ávila, C.A., 2000. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro. 401p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Ávila, C.A.; Teixeira, W. & Pereira, R.M., 2004. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, 62(1):83-98.

Ávila, C. A. ; Vasques, F. S. G ; Teixeira, W. ; Souza, A. N. ; Pereira, R. M. ; Cherman, A. F.; Antonello, L.L. ; Franca, C. P. A. ; Rocha, F.M. ; Guerrero, J.C. ; Garcia, R.T. ; Azevedo, T.T.C.S, 2008 . Corpos metamáficos e de gabro-diabásio da região de Ritópolis - São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Estado de Minas Gerais: petrografia e geoquímica.. In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2008, Foz do Iguaçu. Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cascavel : Editora Coluna do Saber, v. 1.

Campos Neto M.C.; Caby R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraining from nappe system south of the São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 97:3-26.

Carvalho, B. R.B.M. 2010. Geologia estrutural, microtectônica e metamorfismo na *Klippe Carrancas*, sul de Minas Gerais. Trabalho de Conclusão de Curso- Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010

Cherman, A. F. 2004. *Geologia, petrografia e geocronologia de ortognaisses paleoproterozóicos da borda meridional do Craton do São Francisco, na região entre Itumirim e Nazareno, M.G.* 259 f. Tese (Doutorado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

Dayan, H., Batista Filho, J. 1984. Caracterização de *fabrics* tridimensionais nos *rods* de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, Rio de Janeiro, p. 3371-3392.

Dayan, H.; Batista Filho, J.; Fonseca M.S.; Mansur, R.L. 1987. Determinação do estado de deformação finita em quartzitos das Serras de Carrancas e das Bicas, SE de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira Ciências*, **59 (3)**: 203-211.

Ebert, H. 1971. Os Paraíbaides entre São João Del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbaides e Araxáides. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro*, SP. (Boletim Especial 1). Publicado "in memoriam" pela SBG, Núcleo São Paulo, p. 72-103.

Evans, B.W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**:397-447.

Heilbron, M. 1984. *Evolução Metamórfico-estrutural da Área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG.* Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151 p.

Heilbron, M. 1985. O metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas - MG. *In: Simpósio de geologia Minas Gerais*, 3, Belo Horizonte, MG, *Anais*, 5: 219-234

Heilbron, M.; Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, Amsterdam, **125(1-2)**, p. 87-112.

Heilbron, M.; Soares, A. C. P.; Campos Neto, M.; Silva, L. C. ; Trouw, R ; Janasi, V.

M. 2004. Província Mantiqueira. *In: Virgino Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley de Brito Neves. (Org.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 1, p. 203-234.51

Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev.Bras.Geoc.*, **28**:95-102.

Pacciullo, F.V.P. 1997. *A Seqüência Depositional Andrelândia.* Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 248p.

Pacciullo, F.V.P.; Ribeiro, A.; Andreis, R.R.; Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, southern Minas Gerais State, Brazil. *In: 31th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, Brazil.*

Pacciullo, F.V.P.; Ribeiro, A.; Andreis, R. R.; Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 200-202

Pacciullo, F.V.P.; Trouw R.A.J.; Ribeiro, A. 2003. Geologia da Folha Andrelândia. *In: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro.* Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG); Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Governo de Minas Gerais, 1(4):

Peternel, R.; Trouw, R.A.J.; Schmitt, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 297-310.

Quéméneur, J.; Ribeiro, A.; Pacciullo, F.V.P.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.L.; Valença, J.G. 2003. Geologia da Folha Lavras. *In: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro.* Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG);

Ribeiro A. 1980. *Mapeamento Geológico-estrutural da Área de Itumirim, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 57p.

Ribeiro, A.; Heilbron, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA*, 32, Salvador, BA. *Anais*, Salvador, p. 177-186.

Ribeiro, A. 1983. Mapeamento Geológico-Estrutural na Folha Itumirim, Sul de Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Bol.*, Belo Horizonte, MG, p. 461-468.52

Ribeiro A.; Heilbron M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. *Anais*, Salvador, p: 177-186.

Ribeiro, A.; Paciullo F.V.P.; Andreis R.R.; Trouw R.A.J.; Heilbron M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. *Anais*, Natal, p. 2605-2614.

Ribeiro A.; Andreis R.R.; Trouw R.A.J.; Paciullo F.V.P.; Valença J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **25 (4)**: 235-248.

Santos, L.P.; Campos Neto, M.C.; Grohmann, C.H. 2004. Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia nappe, south of the São Francisco craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 725-741.

Teixeira W., Ávila, C.A., Cordani, U.G., Martins, V.T.S., Valença, J. 2004. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton do São Francisco. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 3, *Short Papers*, p.174-177.

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1980. Evolução estrutural de uma área a sudeste de Lavras, MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA*, 31, Camboriú, SC, *Anais*, Camboriú, p: 2773-2784.

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Chrispim, S.J.; Dayan, H. 1982. Análise da Deformação numa área a SE de Lavras, MG. *Anais do XXXII Cong. Bras. Geol.*, Salvador, BA, vol. 1, pp. 187-198.

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Acad. Bras. de Ciências* - 55(1): 71-85.

Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P.; Heilbron, M. 2000. Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites. Pre-Congress Field Trip. *In: 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000, Field Trip Bft 08*, 45p.

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 2003. Geologia da Folha Caxambu. *In: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro*. Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG); Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Governo de Minas Gerais.

Trouw, R.A.J.; Trouw, C.C.; Peternel, R.; Tohver, E. 2008. Novas idades SHRIMP de zircões da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. Anais*, 1. p.29

Valeriano, Claudio de Morisson; Machado, N.; Simonetti, A; Valladares, C. S.; Seer, H.; Simões, L. S. A. 2004. U-Pb Geochronology of the southern Brasilia Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research* , **130 (1-4)**: 27-55

Valeriano, C.M.; Pimental, M.M.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H.; Trouw, R.A. J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, London, Geological Society of London, Special Publications, p. 197-210.54

Valladares, C. S.; Machado, N.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P.; Heilbron, M.; Gauthier, G. 2001. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasilia belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *In: III SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 3, Pucon, Chile.

Yardley B.D.W.; Mackenzie W.S.; Guilford C. 1990. *Atlas of Metamorphic Rocks and their Textures*. N.Y., Longman Scientific & Technical, 120p.

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