



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Victor Muniz Alves Cruz

**Metalogenia em terrenos de alto grau metamórfico: as
mineralizações tungstaníferas da área de Monumento/Cacaria - RJ**

Rio de Janeiro

2015

Victor Muniz Alves Cruz

Metalogenia em terrenos de alto grau metamórfico: as mineralizações tungstaníferas da área de Cacaria/Monumento – RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Bertolino

Co-Orientador: Prof. Dr. Francisco José Silva

Rio de Janeiro

2015

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C957 Cruz, Victor Muniz Alves.
Metalogenia em terrenos de alto grau metamórfico : as mineralizações tungstaníferas da área de Monumento/Cacaria-RJ / Victor Muniz Alves Cruz. – 2015.
99 f. : il.

Orientador: Luiz Carlos Bertolino.
Coorientador: Francisco José da Silva.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Prospecção geoquímica - Piraí (RJ) - Teses. 2. Jazidas – Piraí (RJ) - Teses. 3. Scheelita - Teses. I. Bertolino, Luiz Carlos. II. Silva, Francisco José da. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 550.84(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Victor Muniz Alves Cruz

Metagenia em terrenos de alto grau metamórfico: as mineralizações tungstaníferas da área de Cacaria/Monumento – RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 20 de Fevereiro de 2015

Coorientador : Prof. Dr. José Francisco Silva

Departamento de Geologia - UFRJ

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Luiz Carlos Bertolino (Orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dra. Nely Palermo

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Everton Bongioiolo

Departamento de Geologia - UFRJ

Rio de Janeiro

2015

DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação aos meus pais, irmã, familiares e namorada.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer inicialmente ao meu professor e co-orientador Dr. Francisco José Silva que me propôs este gratificante, porém árduo trabalho, onde se dispôs a sacrificar finais de semana de descanso para pôr um par botas nos pés e desbravar as serras da Cacaria.

Um agradecimento especial ao orientador Dr. Luiz Carlos Bertolino por toda compreensão e ensinamentos.

Agradeço também aos meus pais Sandra e Carlos, a minha irmã Renata e a minha namorada Carolina por todo apoio e compreensão durante estes 2 anos de dedicação.

Agradeço a Zeev Lucyan Maimon pelo fundamental apoio logístico e estrutural para a conclusão deste trabalho, e à todos do Sítio do Ypê e Grupo GMON: principalmente ao biólogo Ricardo Silva, Aluísio, Luis Berti, Marcos Barbosa, Ivanilson, Teca e outros.

Ao amigo e professor da UERJ que me ajudou tanto cientificamente quanto motivacionalmente, levando em conta de todas adversidades no decorrer do trabalho, professor Anderson Costa.

Aos amigos Guilherme Ramos e Ana Carolina Dutra pelos conselhos e ensinamentos.

A Mauro Fumio Yamamoto e ao pessoal do laboratório mineral Nomos pela utilização de equipamentos de análises minerais.

Aos amigos geólogos que me acompanharam em diversas atividades de campo Frederico Tavares Mello e Talitta Nunes.

Ao professor Dr. Ronaldo Mello Pereira pela proposta do trabalho, conselhos e ensinamentos.

A todo o pessoal do LGPA-UERJ que, apesar de toda dificuldade, sempre foram muito prestativos.

Aos geólogos amigos de turma da UFRRJ 2008 jamais esquecidos e aos professores desta maravilhosa Universidade. Também uma lembrança aos novos amigos que fiz na UERJ.

RESUMO

CRUZ, Victor Muniz Alves. *Metalogênia em terrenos de alto grau metamórfico: as mineralizações scheelitíferas da área de Monumento/Cacaria-RJ*. 2015. 99 f. Tese (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Em trabalho de prospecção geoquímica regional por concentrado de bateia (PEREIRA e SANTOS, 1983) foi evidenciado na região de Cacaria, município de Piraí, ocorrências de scheelita. Com o objetivo de investigar a possível fonte litológica desta ocorrência, foram realizadas amostragens de sedimentos de corrente e concentrado de bateia além de investigações de campo para sua fonte. Elaborou-se ainda um mapa geológico em escala de detalhe 1:25.000. As unidades estratigráficas base utilizadas no mapa foram definidas em trabalhos da empresa RIOFINEX (1977) durante pesquisas para mineralizações de Pb-Zn na região de Rio Claro. Ensaio laboratorial envolvendo descrição de lâminas petrográficas, difratometria de raios X, fluorescência de raios X, espectrometria Raman, microscopia eletrônica de varredura e o auxílio do *mineralight* de ondas curtas. As mineralizações scheelitíferas encontradas foram classificadas segundo um modelo do tipo sedimentar exalativo, localmente com possíveis contribuições de atividades metassomáticas tardias, concentrando a mineralização, assim como proposto para algumas ocorrências já descritas no nordeste brasileiro

Palavras-chave: Prospecção mineral. Tungstênio. Scheelita. Gênese de jazidas. Ambientes metamórficos de alto grau. Piraí. Rio de Janeiro.

ABSTRACT

CRUZ, Victor Muniz Alves. *Metallogeny in high-grade metamorphic terrains: the scheelite mineralization in Cacaria/Monumento-RJ area*. 2014. 99 f. Tese (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

In a mineral exploration panning concentrate programme PEREIRA AND SANTOS (1985) identified in the Cacaria region, near the Piraí City, occurrences of scheelite. With the objective to investigate the lithological origin of this mineral a non-systematic sampling by stream sediments and panning concentrate, was carried out to identify the tungsten mineralization source. A geological map was also executed at detailed scale of 1:25.000. The stratigraphic division applied to this map was defined in projects of RIOFINEX (1977) company during investigation of Pb-Zn mineralization in Rio Claro. Laboratorial trials involving description of petrography, X-ray diffraction, X-ray fluorescence, Raman spectroscopy, electronic microscopy scanning and short wave mineralight. The scheelite-bearing mineralization was classified according to a exhalative sedimentary model with possible contributions of a late metasomatic activities concentrating the mineralization as proposed for some occurrences observed in northeast part of Brazil.

Keywords: Mineral exploration. Tungsten. Scheelite. Ore Genesis. High-grade metamorphic terrains. Piraí. Rio de Janeiro.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização aproximada da área de investigação	17
Figura 2 - Elementos geomorfológicos da região de estudos	17
Figura 3 - Morfologia de mar de morros típica da região	20
Figura 4 - Bacia hidrográfica do Rio Cacaria, município de Pirafá.....	18
Figura 5 – Fluxograma da preparação de amostras	23
Figura 6 - Localização e tipo dos maiores depósitos e distritos de tungstênios	26
Figura 7 - Esquema simplificado representando alguns tipos de escarnitos e suas localizações em relação ao plúton e as encaixantes	33
Figura 8 - O Cráton do São Francisco e suas faixas móveis	42
Figura 9 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira.....	39
Figura 10 - Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais	44
Figura 11 – Imagem em MEV de grão de scheelita com aproximadamente 400 µm e composição elementar	44
Figura 12 - Imagem em MEV de grão de monazita com aproximadamente 400 µm e composição elementar	51
Figura 13 - Mapa de distribuição espacial de grãos de scheelita em concentrados de bateia ..	51
Figura 14 - Litotipos da Unidade São Roque	51
Figura 15 - Fotomicrografias de rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque	53
Figura 16 - Rochas calcissilicáticas (CS) em contato (pontilhado vermelho) com o granada-biotita gnaisse na Unidade São Roque (Ponto Mon 02).....	53
Figura 17 - Difratoograma de raios X de amostra de rocha calcissilicática (Mon 02) da Unidade São Roque.....	50
Figura 18 - Raman de amostra (Ponto Mon 02) mineralizada da Unidade São Roque.....	50
Figura 19 - Imagem em MEV de grão de scheelita hospedado em rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque e análise química semiquantitativa (EDS) apresentando picos de cálcio e tungstênio.. ..	54
Figura 20 - Rochas anfibolíticas da Unidade São Roque	55
Figura 21 - Olivina-mármore da Unidade São Roque	56
Figura 22 - Amostras de biotita-gnaisse da Unidade Valadão	59

Figura 23 - Fotomicrografias de biotita gnaisse com a presença de magnetita oxidada associada com a biotita	57
Figura 24 -. Magnetita quartzito da Unidade Valadão	58
Figura 25 - Difratoograma de raios X da amostra de magnetita quartzito.	56
Figura 26 - Milonitos da Unidade Valadão	62
Figura 27 - Mármore dolomíticos da Unidade Valadão	62
Figura 28 - Perfil detalhado da lavra de mármore	61
Figura 29 – Rochas anfíbolíticas da Unidade Valadão.....	71
Figura 30 - Fotomicrografias de rochas anfíbolíticas da Unidade Valadão.	59
Figura 31 - Observações em MEV de sulfetos e escapolitas em ortoanfíbolitos da Unidade Valadão e suas composições elementares.	61
Figura 32 - Rochas calcissilicáticas da Unidade Valadão.	62
Figura 33 - Difratoograma de raios X da amostra de rocha calcissilicática da Unidade Valadão	66
Figura 34 - Espectrometro Raman de grãos com fluorescência azul clara a branca.....	66
Figura 35 - Espectrometro de raios X para mineralizações de diopsídio em grãos com fluorescência azul escuro.....	67
Figura 36 - Espectrometro de raios X para mineralizações de quartzo em grãos com fluorescência.....	67
Figura 37 - Observação em MEV de grão homogêneo de quartzo fluorescente de cor verde .	68
Figura 38 - Imagem em MEV de scheelita com tons homogêneos de cinza claro em matriz calcissilicática.....	68
Figura 39 - Litotipos observados da Unidade Lorena	66
Figura 40 – Intrusões graníticas.....	70
Figura 41 – Fotomicrografias do sienogranito.	70
Figura 42 - Pegmatito mineralizado em berilo.	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais tipos de depósitos de tungstênio	32
Tabela 2 - Descrição simplificada das lâminas de rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque.....	52
Tabela 3 - Resultado de análise química por fluorescência de raios X da amostra de magnetita quartzito	60
Tabela 4 - Resultado de análise química por fluorescência de raios X da amostra de mármore dolomítico.....	62

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DGAp	Departamento de geologia aplicada
DRX	Difratometria de raios x
FRX	Fluorescência de raios x
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ITIA	<i>International Tunsgen Industry Association</i>
LGPA	Laboratório geológico de preparação de amostras
MEV	Microscópio eletrônico de varredura
RTZ	<i>Rio Tinto Zinc</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

nm	Nanômetro
KV	Quilovolt
Pa	Pascal
%	Porcentagem
Km	Quilometro
Km ²	Quilometro quadrado
Kg	Quilograma
cm	Centímetro
cm ³	Centimetro cúbico
g/cm ³	Gramas por centímetro cúbico
°C	Graus Celcius
mm	Milímetro
°	Grau
'	Minuto
"	Segundo
m	Metro
NE	Nordeste
SW	Sudoeste
g	Gramas
mA	Miliampére
ppm	Parte por milhão
W ₃ O	Óxido de tungstênio
µm	Micrometro

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	15
1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	17
2 OBJETIVOS	18
3 ELEMENTOS DA GEOGRAFIA FÍSICA	19
3.1 Contexto geomorfológico	19
3.2 Hidrografia	21
3.3 Clima, vegetação e solo	22
4 MÉTODOS E TÉCNICAS	23
4.1 Levantamento bibliográfico	23
4.2 Etapas de campo	23
4.3 Etapa laboratorial	24
4.3.1 Tratamento das amostras de concentrado de bateia.....	24
4.3.2 Caracterização em microscópio eletrônico de varredura (MEV) dos concentrados de bateia.....	24
4.3.3 Preparação de amostras de rocha.....	25
4.3.4. Fluorescência de raios X.....	26
4.3.5. Caracterização da mineralização	27
4.3.6 Discussões e confecção da dissertação e mapa geológico.....	28
5 ESTADO DA ARTE SOBRE OS DEPÓSITOS DE TUNGSTÊNIO	30
5.1 Conceitos	30
5.2 Depósitos minerais de tungstênio	31
5.3 Depósitos escarníticos relacionados a intrusões ígneas	37
5.4 Depósitos escarníticos não relacionados a intrusões graníticas	38
6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	41
6.1 Breve histórico	41
6.2. Faixa Ribeira	42
6.3 Aspectos Estruturais da Faixa Ribeira	46
6.4 Metamorfismo da Faixa Ribeira	46
7 GEOLOGIA LOCAL	48
7.1 Resultados da prospecção aluvionar na área de estudos	48
7.2. Descrição das unidades litoestratigráficas na área de estudo	50
7.2.1. Unidade São Roque	50
7.2.2 Unidade Valadão	56
7.2.3 Unidade Lorena	69

7.2.4 Rochas intrusivas.....	69
7.3 Metamorfismo local.....	72
8 DISCUSSÕES.....	74
8.1 Conclusões.....	77
8.2 Potencial econômico da região.....	77
8.3 Recomendações.....	78
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO.....	86
ANEXO II- MAPA DE PONTOS.....	87
ANEXO III – PERFIL GEOLÓGICO.....	88
ANEXO IV – TABELA DE GRÃOS DE SCHEELITA EM CONCENTRADOS DE BATEIA..	89
ANEXO V – MINERAIS PESADOS OBSERVADOS.....	90
ANEXO VI – DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS.....	91
ANEXO VIII – TABELA DE PONTOS.....	96

INTRODUÇÃO

Esta dissertação é um requisito parcial para a obtenção do grau de mestre no Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) junto ao Departamento de Geologia Aplicada (DGAp) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

A presença de scheelita em concentrados de bateia descrita por Pereira e Santos (1983) na região entre Parati-Rio Claro-Piraí, sul do estado do Rio de Janeiro, serviu como ponto de partida para o presente trabalho. Sobre a bibliografia referente à geologia da área, não há observações sobre a presença de scheelita na região e nem trabalhos de mapeamento em escala de detalhes. No entanto, a oeste de Cacaria/Monumento, localiza-se o município de Rio Claro, ainda no estado do Rio de Janeiro, local alvo de estudos desde a década de 30 quando foram descobertos depósitos de pirita. Estudos de prospecção e pesquisa mineral foram efetuados na década de 70 pela empresa Riofinex, uma subsidiária da RTZ (Rio Tinto Zinc). Este trabalho contemplou mapeamento geológico, prospecção geoquímica por sedimentos de corrente e geofísica, que utilizou métodos, como polarização induzida, magnetometria e eletrorresistividade. Estes trabalhos foram realizados com o intuito de pesquisar corpos mineralizados em sulfetos de metais básicos. Após a sua realização, esses estudos permitiram determinar a presença de corpos de sulfetos de zinco e chumbo, porém, de caráter sub econômico. Outros trabalhos de caráter acadêmico foram realizados na área de Rio Claro como Dios (1995) e, mais recentemente Dutra (2013).

Terrenos metamórficos de alto grau ocupam uma grande porção da crosta continental e estão expostos ao longo de faixas móveis e em áreas cratônicas, em sua maioria, de idade pré-cambriana. O estudo da evolução geológica destes terrenos é algo complexo, tendo em vista a quantidade de processos tectônicos e metamórficos que atuaram sobre estas rochas desde o protólito inicial até sua feição atual. Como por exemplo, a fusão parcial que geralmente está associada ao metamorfismo de alto grau, é por si só um processo ímpar na formação de rochas, já que pode gerar diferentes litotipos a partir de um mesmo protólito, estruturas antigas são comumente destruídas durante consecutivos processos de fusão parcial e recristalizações, o que dificulta ainda mais as interpretações.

A maior parte do território brasileiro é constituído por terrenos metamórficos de alto grau, ao longo de faixas móveis na região costeira, bem como nas bordas e no interior de crátons. Muitos desses terrenos estão sendo estudados há décadas, mas, devido à complexidade dessas regiões, ainda persistem muitas dúvidas sobre sua evolução. Há uma grande variabilidade litológica nestes terrenos em camadas e lentes de geometrias complexas: gnaisses de composições e estruturas internas variadas comumente ocorrendo juntos. São geralmente rochas quartzo-feldspáticas com quantidades variadas de mica, anfibólio e outros silicatos, intercalados com componentes subordinados como quartzitos, metapelitos, rochas calcissilicáticas, mármore e rochas metabásicas e metaultramáficas (PASSCHIER, 1993). A dificuldade do mapeamento da área investigada não se limitou somente ao caráter geológico, mas também a questões de acessibilidade e infraestrutura, pois há somente uma estrada asfaltada e poucas estradas de terra, além do predomínio de serras com densa vegetação.

1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada localiza-se no bairro de Cacaria/Vila Monumento, pertencente ao município de Piraí (RJ), na microrregião do Vale do Paraíba, no Sul Fluminense. Segundo IBGE (1992) seu distrito-sede está localizado a 22°37'45" de latitude sul e a 43°53'53" de longitude oeste possui uma altitude de 387 metros. A área de estudo dista aproximadamente 30 km do centro do município de Piraí e 80 km do centro da cidade do Rio de Janeiro (Figura 1), sendo sua principal via de acesso a BR-116 (Rodovia Federal Via Dutra) através da saída 215 (Km 215). O município de Piraí possui uma área de 505,4 km² e está inserido na folha 1:50.000 Piraí (SF-23-Z-A-VI-1) do IBGE.



Figura 1 - Localização aproximada da área de investigação (Retângulo Vermelho) e da área adjacente de Rio Claro (polígono preto) (Fonte: www.googlemaps.com.br).

2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo foi definir a rocha fonte das ocorrências de scheelita, e conseqüentemente aprofundar o conhecimento geológico e metalogenético da região em apreço. Como objetivo secundário, será feita uma correlação entre os litotipos investigados com os descritos na região de ocorrência de pirita em Lídice-Rio Claro, descritas em RIOFINEX (1977), Dios (1994) e, mais recentemente, Dutra (2013).

3 ELEMENTOS DA GEOGRAFIA FÍSICA

3.1 Contexto geomorfológico

Segundo, Dantas et al. (2000), a área está inserida no Cinturão Orogênico do Atlântico, unidades geomorfológicas Escarpas das Serras das Araras e Paracambi, ambas integradas no sistema de relevo das Escarpas Serranas Degradadas. A Serra das Araras se individualiza da escarpa da Serra da Bocaina, a oeste, e das escarpas das Serras do Couto e dos Órgãos, a leste, por sua posição mais interiorana e com menores altitudes. Trata-se de uma unidade de relevo transicional entre os terrenos planos e colinas isoladas da Baixada de Sepetiba e o relevo colinoso do médio vale do Rio Paraíba do Sul. Esse escarpamento estende-se da Serra da Calçada até próximo à represa de Ribeirão das Lajes numa direção SSW-NNE, evidenciando o recuo diferencial desse trecho da escarpa da Serra do Mar. A partir daí, segue uma direção SW-NE até as proximidades de Governador Portela.

Segundo Silva e Cunha (2001), a escarpa da Serra das Araras abrange a bacia hidrográfica do Rio Cacaria (Município de Pirai), o núcleo urbano de Engenheiro Paulo de Froin, localizado em patamar escalonado da escarpa e os municípios de Paracambi e Japeri, situados ao sopé, no recôncavo da Baixada de Sepetiba (Figura 2). No intervalo entre as cotas altimétricas de 100 a 200 m são formados morrotes alinhados e morros baixos sustentados por paragnaises, mármores, granitóides e granitos. Esses morros e morrotes apresentam forte controle estrutural com erosão diferenciada, dispostos de forma alinhada na mesma direção das estruturas regionais (NE ou ENE) formando um conjunto de morros alongados denominados “mar-de-morros” (Figura 3).

Entre essas cotas altimétricas o relevo é bastante dissecado de morros com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados, alongados ou morrotes com vertentes côncavas e topos alinhados. Os trechos de declividade acentuada e com altitudes acima de 500 m são formados por escarpas serranas sustentadas por granitóides, paragnaises, ortognaises, migmatitos, granulitos e charnockitos. As vertentes dessa formação são retilíneas a côncavas.



Figura 2- Elementos geomorfológicos da região de estudos (Fonte: Modificado de Dantas et al., 2000)



Figura 3 - Morfologia de mar de morros típica da região (Próximo ao ponto Mon 149) com destaque da Serra das Araras ao fundo

3.2 Hidrografia

Segundo Baylão (2010), a região se encontra dentro do contexto da bacia hidrográfica do Rio Cacaria, apresentando várzeas inundáveis e de moderada suscetibilidade a erosão nas vertentes mais declivosas. Estas várzeas são formadas por colinas residuais isoladas pela sedimentação fluvial nos baixos cursos dos principais rios. A hidrografia da área de pesquisa engloba a porção norte da bacia do Rio Cacaria, tributário da Represa do Ribeirão das Lajes que funciona como transposição da bacia do Paraíba do Sul, via Rio Pirai, construída no ano de 1907 para o abastecimento da região metropolitana do Rio de Janeiro. A composição destas bacias conforma o Rio Guandu, responsável pelo abastecimento hídrico da Região Metropolitana do Rio de Janeiro e tributário da Baía de Sepetiba. Morfologicamente, a bacia do Rio Cacaria (Figura 4), possui geometria variando de dendrítica a subdendrítica e nas áreas de baixada tende a possuir formas meandrantas.



Figura 4 - Bacia hidrográfica do Rio Cacaria, município de Pirai (Fonte: Baylão, 2010).

3.3 Clima, vegetação e solo

O clima é classificado como Ws (tropical com estação seca de inverno) apresentando temperatura média máxima de 29,1 °C em fevereiro e temperatura média mínima de 20,1 °C em julho. A precipitação média anual varia entre 1.100 e 1.400 mm com abundância de chuvas em fevereiro e escassez em julho (DANTAS et al., 2001). As pastagens sem manejos, denominados de pasto sujo devido à presença de plantas arbustivas invasoras, constituem os poucos e pequenos fragmentos florestais remanescentes da Mata Atlântica. Esta é caracterizada como floresta estacional semidecidual fragmentada e com predomínio de espécies secundárias, formando pequenas ilhas de vegetação nas encostas declivosas com a presença de espécies arbóreas rústicas (IBGE, 1992). São verificados na região os Latossolos Vermelho-amarelo álico e Argissolos vermelho-amarelo eutróficos e distróficos constituindo os principais solos da região, que ocorrem em áreas com o relevo variando de montanhoso à fortemente ondulado, associados aos Neossolos Litólicos (EMBRAPA, 2003).

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

4.1 Levantamento bibliográfico

Durante essa etapa inicial, realizaram-se revisões bibliográficas relacionadas às mineralizações tungstaníferas, ambientes deposicionais relacionados a terrenos de alto grau, além da coleta de informações sobre a geologia regional e preparação de mapas de campo: mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, em escala 1:400.000, produzido pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e mapa topográfico da folha Pirai, escala 1:50.000, produzido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

4.2 Etapas de campo

Durante essa etapa foi realizado o reconhecimento geológico de uma área de aproximadamente 75 km² em perfis de direção NW-SE que duraram 24 dias não consecutivos para a elaboração do mapa geológico localizado no anexo I. Realizou-se ainda a coleta de 20 amostras de sedimento de corrente, contendo cerca de 7 litros cada uma, ao longo da principal rede de drenagem da região, o Rio Cacaria e seus tributários, segundo um espaçamento irregular. Cada amostra foi bateada no campo, obtendo-se 20 concentrados de bateia que foram tratados posteriormente no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA-UERJ). Posteriormente um levantamento geológico de detalhes com coleta de amostras de rocha foi realizada na vertente esquerda do Rio Cacaria (área com potencial localização de scheelita verificada através de concentrados de bateia efetuados na localidade). Coletou-se 21 amostras desta localidade com cerca de 2 kg de rocha para a verificação da mineralização de scheelita naquela localidade, além da coleta de amostras de rochas de toda área de estudos para a confecção de lâmina petrográfica. Todo o tratamento foi efetuado no LGPA-UERJ.

4.3 Etapa laboratorial

4.3.1 Tratamento das amostras de concentrado de bateia

Para esta separação utilizou-se um meio denso (bromofórmio com densidade de $2,98 \text{ g/cm}^3$), que separou os minerais mais densos (como, por exemplo, a scheelita de densidade $5,9 - 6,2 \text{ g/cm}^3$) daqueles com densidade menor do que a do meio utilizado (como, por exemplo, o quartzo, feldspatos e outros).

Estes concentrados foram testados em laboratório para a presença de scheelita. Para isto, utilizou-se uma lâmpada de luz ultravioleta, também conhecida como *mineralight*, configurada para a emissão de ondas curtas (*short waves*), modelo UVGL-54, da marca UVP. Devido ao conteúdo de molibdênio presente nos grãos de scheelita, sob a luz do *mineralight*, este mineral apresenta um forte brilho azul-esbranquiçado, permitindo que a identificação e contagem sejam facilitadas. Além da scheelita, outros minerais foram também testados.

Em seguida a contagem de grãos de scheelita nos concentrados, elaborou-se uma tabela (Anexo IV) que serviu de base para a montagem de um mapa com distribuição do mineral nas drenagens da região (subcapítulo 6.1), onde se procurou evidenciar a região com maior potencial para a mineralização da scheelita.

4.3.2 Caracterização em microscópio eletrônico de varredura (MEV) dos concentrados de bateia

Alguns grãos dos concentrados de bateia foram identificados como scheelita principalmente pelo seu brilho azul esbranquiçado sob efeito do *mineralight* de ondas curtas. No entanto, para a confirmação definitiva da mineralização, submeteram-se estes grãos ao Laboratório Nomos análises minerais. Realizou-se micro análises químicas pontuais em microscópio eletrônico de varredura acoplado

com sistema de análise por energia dispersiva de raios X (MEV-EDS).

Este método se baseia na produção de elétrons por uma fonte, as quais são focalizadas na amostra por meio de um sistema de lentes magnéticas que produzem imagens de até 500 mil vezes de aumento, permitindo observações em detalhe de associações minerais, alterações, inclusões, zoneamentos e elementos químicos formadores do mineral. Esta incidência produz emissões de raios X (elétrons secundários, primários, etc.) que são detectados pelo EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) o qual caracteriza os elementos químicos presentes em proporções de até milésimos de percentagem em peso (FIGUEIREDO, 2000). O equipamento utilizado é da marca Hitachi, modelo TM-1000 acoplado de EDS (*Energy Dispersive System*) para micro análises químicas pontuais com resolução de 30 nm, 15 KV, baixo vácuo e pressão variada (1 a 270 Pa).

As imagens foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*Backscatter Electrons Detector – BSD*). Neste equipamento não houve a necessidade de recobrimento metálico ou elaboração de lâmina polida. A análise é feita diretamente em fragmentos ou grãos de rocha. Todas as análises de elementos ou substâncias analisadas em MEV/EDS citadas nos próximos capítulos são apresentadas em porcentagem de peso.

4.3.3 Preparação de amostras de rocha

Foram coletadas 21 amostras com cerca de 2 kg de rocha cada uma, tendo todo o tratamento sido efetuado no LGPA-UERJ. Este tratamento iniciou-se com a retirada de um pequeno fragmento das amostras para a confecção de lâmina petrográfica. O restante do material foi reduzido a fragmentos menores, de aproximadamente 10 cm de tamanho, com o uso de marreta. Estes fragmentos foram levados ao britador de mandíbulas e reduzidos inicialmente a fragmentos de cerca de 1,5 cm. Esse material foi rebitado sucessivamente no britador de mandíbulas e peneirado até a obtenção de um pó de rocha, com granulometria menor que 1,0 mm. O material que apresentava dificuldade de ter sua granulometria reduzida foi bitado manualmente, em mortar de aço inox, para granulometrias menor que 1,0 mm e retornando ao peneiramento. Todo o material passou por um processo de lavagem para a remoção das partículas muito finas (deslamagem). O

material mais grosso foi bateado para obtenção de um concentrado de minerais pesados.

O concentrado, após secagem em estufa, teve a magnetita retirada através do imã de mão, tendo esta sido guardada separadamente. As amostras, já sem a magnetita foram em seguida submetidas à separação em imã embuchado, tendo o material sido separado em duas frações: Paramagnéticos e não magnéticos. Ambas as frações foram caracterizadas em lupa binocular, porém a fração não magnética foi ainda testada para a presença de scheelita com a utilização do *mineralight* de ondas curtas. Um fluxograma que resume toda a preparação da amostra e seu tratamento de forma simplificada é apresentado na Figura 5:

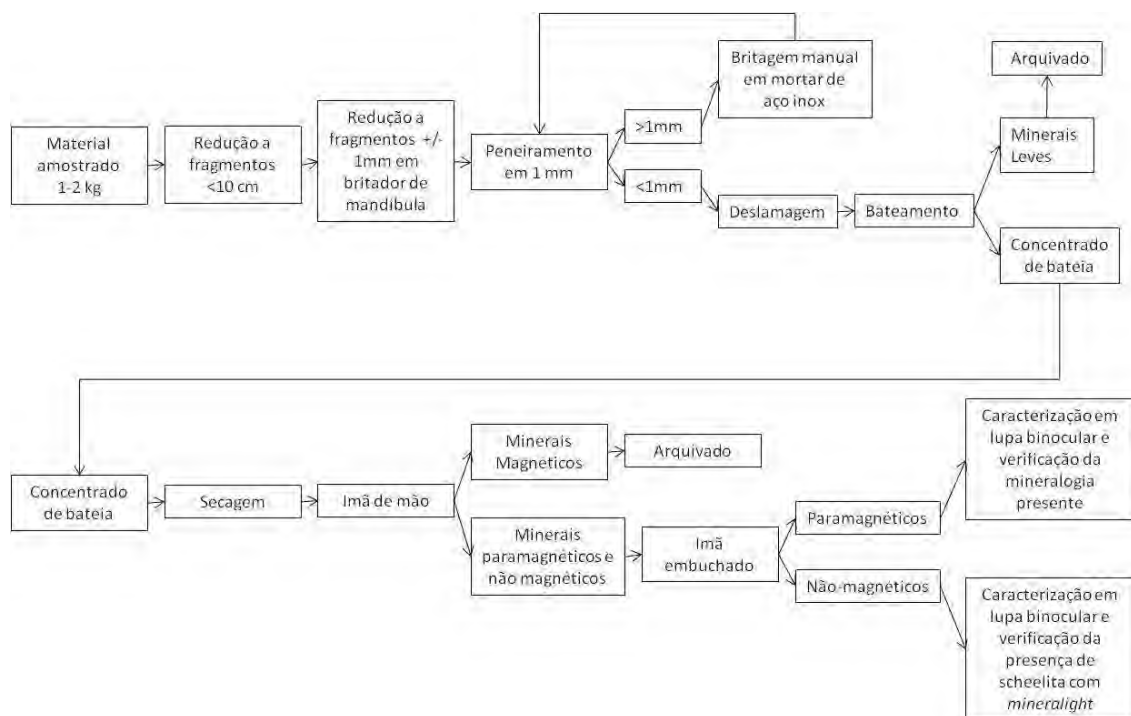


Figura 5 - Fluxograma da preparação de amostras de rocha

4.3.4. Fluorescência de raios X

Durante as pesquisas de campo, para a análise da química mineral de algumas litologias específicas, algumas amostras foram enviadas para o Laboratório Nomos para serem submetidas ao equipamento de fluorescência de raios X. Segundo Dutra e Gomes (1984 apud NEUMANN et al., 2010) este processo inicia-se com a excitação da amostra devido a sua irradiação por um feixe primário de raios

X, que resulta na produção de uma radiação secundária devido às características dos elementos químicos presentes. Conhecendo-se os ângulos de reflexão e as intensidades da radiação, é possível, não só identificar os elementos, mas também quantificar sua concentração. O aparelho utilizado é da marca Shimadzu, modelo EDX 720. Para tal verificação, os seguintes procedimentos foram adotados: A) Britagem de cerca de 1 kg de amostra em britador de mandíbula B) Homogeneização e quarteamento a uma alíquota de 200 g. C) Pulverização em moinho pulverizador de panela a uma granulometria inferior a 200 *mesh* (75 microns). D) Homogeneização e quarteamento com obtenção de uma alíquota de aproximadamente cinco gramas. E) prensagem manual com aglutinante WAX. F) Leitura dos elementos no equipamento sem prévios ensaios de perda ao fogo.

4.3.5. Caracterização da mineralização

A partir da coleta de campo de algumas amostras e observação de eventuais mineralizações de scheelita pelo seu brilho fluorescente sob *mineralight* de ondas curtas, estas foram encaminhadas ao Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) para confirmação química e caracterização através da difratometria de raios X, espectroscopia Raman e a microscopia eletrônica de varredura (MEV).

A difratometria de raios X se baseia na interação de radiação X que é produzida pela excitação de algum metal (cobre, ferro, cromo, cobalto e etc), com a matéria cristalina, a qual tem a capacidade de refletir os raios X em direções cristalográficas preferenciais (FIGUEIREDO, 2000). A identificação das fases minerais é feita com base nas direções cristalográficas preferenciais, intensidade, abundância e morfologia dos picos. O método utilizado foi o do pó, onde se pulverizou cerca de 20 gramas da amostra em grau de ágata para granulometrias inferiores a 80 *mesh*. Os difratogramas foram obtidos em um equipamento Bruker-AXS D4 Endeavor, nas seguintes condições de operação: radiação $\text{CoK}\alpha$ (40 kV/40 mA); velocidade do goniômetro de $0,02^\circ$ 2θ por passo com tempo de contagem de 0,5 segundos por passo e coletados de 5 a 80° 2θ , com detector sensível à posição Lynxeye. As interpretações qualitativas de espectro foram efetuadas por comparação com padrões contidos no banco de dados PDF02 (ICDD, 2006) em software *Bruker DiffracPlus*.

A espectroscopia Raman é uma técnica fotônica, de alta resolução, que pode proporcionar, em poucos segundos, informação química e estrutural de diversos materiais, composto orgânico ou inorgânico permitindo assim sua identificação. Sua análise se baseia na luz monocromática de determinada frequência, espalhada ao incidir sobre o material a ser estudado, e cuja maior parte da luz espalhada também apresenta a mesma frequência daquela incidente. Somente uma pequena porção da luz é espalhada inelasticamente frente às rápidas mudanças de frequência, devido à interação da luz com a matéria, que é uma característica intrínseca do material analisado e independe da frequência da luz incidente (DE FARIA, 2011). O equipamento utilizado foi o *MicroRaman Horiba Jobin-Yvon LabRAM HR*.

As análises em microscópio eletrônico de varredura acoplado com sistema de análise por energia dispersiva de raios X (MEV-EDS) efetuadas no CETEM, foram feitas a partir de seção polida recobertas com ouro. A identificação dos minerais, sua composição e as relações texturais das amostras foram determinadas em seções polidas no microscópio modelo FEI Quanta 400, equipado com um sistema de micro análise química por dispersão de energia (EDS) *Bruker Quantax*. O resultado destas caracterizações e análises encontram-se no capítulo 6.

4.3.6 Discussões e confecção da dissertação e mapa geológico

Durante esta etapa, elaborou-se o presente trabalho, além da confecção do mapa geológico. Para a confecção do mesmo, utilizou-se a base estratigráfica desenvolvida por Riofinex (1977) para a área adjacente de Rio Claro/Lídice, onde esta foi dividida segundo dez unidades litoestratigráficas, individualizadas por critérios composicionais dos litotipos. Chaves (1987) realizou seu trabalho com base nas unidades supracitadas modificando apenas a nomenclatura utilizada. O estudo de Dios (1995) abrangeu a individualização de sete litotipos principais, que por sua vez, foram integrados ao Mapa Geológico da Folha Volta Redonda, na escala de 1:100.000. Dutra (2013) subdividiu e caracterizou com maior detalhe algumas das unidades já definidas pela Riofinex (1977).

Nesta dissertação, a nomenclatura utilizada é aquela definida pela Riofinex, onde foram propostas dez unidades litoestratigráficas diferentes. Somente foi constatada a presença de três delas para a área de Cacaria/Monumento, são elas:

São Roque, Valadão e Lorena. O mapa geológico de aproximadamente 75 km² encontra-se no anexo I com a distribuição dos litotipos e unidades mapeados na área.

5 ESTADO DA ARTE SOBRE OS DEPÓSITOS DE TUNGSTÊNIO

5.1 Conceitos

O tungstênio é um elemento raro na crosta terrestre com um teor médio estimado de 1,3 ppm, ocupando o 56º lugar na ordem de abundância. Constitui um material industrial crítico, componente vital em muitas superligas, aços especiais de alta resistência, instrumentos industriais de corte e perfuração. O seu volume de demanda está muito ligado a períodos de emergência (guerras). São definidos cerca de 20 minerais deste metal, porém somente duas espécies são significativas do ponto prático e econômico: a wolframita ($[\text{Fe}, \text{Mn}]\text{WO}_4$) e a scheelita (CaWO_4). Em termos de produção mundial e reservas, a primeira supera a segunda. Porém, considerando apenas o mundo ocidental, as reservas de scheelita superam a produção (DNPM, 2001).

Segundo Pereira e Santos (1992), este mineral pode ser utilizado como um traçador estratégico capaz de determinar zonas de cisalhamentos auríferas, sendo um importante guia em diversas minas da região do Quadrilátero Ferrífero associadas ao Greenstone Belt Rio das Velhas (Morro Velho, Galo, Bicalho, Geriza, São Bento e Cuiabá), assim como nas minas de ouro do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (Fazenda Brasileiro e Maria Preta).

Segundo Kwak (1987), o tungstênio encontrado na crosta é formado por processos relacionados a manifestações magmáticas ou a eventos termo-tectônicos. Em processo de resfriamento e solidificação fracionada, este elemento se concentra gradualmente na fração residual, não sendo retido nos retículos dos minerais comuns formadores de rocha. Desta forma os componentes voláteis residuais precipitam sob a forma de wolframita e/ou scheelita quando as condições físicas e químicas são favoráveis formando os depósitos primários de tungstênio.

5.2 Depósitos minerais de tungstênio

Os depósitos primários de tungstênio estão relacionados a intrusões graníticas ou rochas metamorfozadas em médio a alto grau. Mais de 70% das intrusões relacionadas a depósitos tungstaníferos formaram-se no período Mesozoico (261-65 Ma), e geralmente estão localizados dentro ou próximos de cinturões orogênicos, formados a partir de colisões e subduções de placas tectônicas (BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, 2011).

Segundo o *International Tungsten Industry Association* ITIA (2012), ocorrências minerais de tungstênio estão localizadas em praticamente todo o mundo frequentemente associadas com mineralizações de estanho ou molibdênio. Grandes concentrações deste elemento estão localizadas em depósitos escarníticos scheelitíferos no noroeste do Canadá e oeste dos Estados Unidos, filões hidrotermais em veios de quartzo e wolframita na Bolívia e Peru, além de escarnitos hercinianos e depósitos em veios de quartzo a oeste da Península Ibérica. Porém a maior acumulação deste elemento encontra-se no leste asiático, estendendo-se da Coreia, Japão e China até o Vietnã e Tailândia, incluindo-se os gigantes depósitos da província de Jiangxi e Hunan na China.

No Brasil, a exploração de tungstênio teve início em 1903, especialmente no depósito de Jundiaí, São Paulo e nos veios de quartzo ricos em wolframita de Nova Trento, em Santa Catarina. Entretanto, no início de 1942, com a descoberta de scheelita no Nordeste do país, esta região foi responsável pelo abastecimento de cerca de 95% da produção nacional entre 1942 e 1982. No fim da década de 70 foram descobertas novas jazidas de wolframita na região de Porto Velho-Rondônia e no Pará, porém cerca de 98% das reservas medidas brasileiras de tungstênio contido ainda estão situadas no Nordeste do país. Essas reservas foram intensamente exploradas até 1985, com uma produção total estimada em 60 mil toneladas de concentrado, com cerca de 70% de WO_3 , proveniente do minério com 0,7 a 1,0% de óxido de tungstênio (DNPM, 2001). A tabela 1 apresenta de forma resumida, alguns dados referentes a depósitos tungstaníferos.

Tabela 1 - Principais tipos de depósitos de tungstênio no mundo (Fonte: *British Geological Survey*, 2011).

Tipo de depósito	Tamanho (Toneladas)	Teor (%WO ₃)	Metal Contido Estimado (Mil toneladas)	% do Total
Escarnito	<10 ⁴ - 5x10 ⁷	0,3 - 1,4	1764	41
Veios/Brecha/Stockwork	<10 ⁵ - 10 ⁸	Variável	1475	35
Porfirítico	<10 ⁷ - 10 ⁸	0,1 - 0,4	679	16
Disseminado	<10 ⁷ - 10 ⁸	0,1 - 0,5	217	5
Estratificado	<10 ⁶ - 10 ⁷	0,2 - 1,0	118	3
Total			4253	100

Segundo o International Tungsten Industry Association (ITIA) (2012), de forma resumida distingue os depósitos em três diferentes tipos através das distintas relações entre eles e as técnicas utilizadas para a sua lavra: clássicos depósitos em veios, depósitos escarníticos e depósitos lavráveis em grande escala (sem seletividade): *greisen*, pórfiros e *stockwork*.

No primeiro deles, o mineral principal é a wolframita mineralizada em veios de quartzo, mais ou menos contínuos, de espessuras decimétricas a métricas. A mineralização pode estar presente no próprio plúton granítico ou nas rochas hospedeiras, onde o contato granito-hospedeira não é sempre claro. A grande maioria dos depósitos possui também ferberita e hubnerita, mas depósitos de veios de scheelita também podem ocorrer. Sua tonelagem típica pode variar de 100 a 100.000 toneladas de minério com teores variando entre 0,5 a 5% de WO₃, onde o estanho é um subproduto frequente. Alguns exemplos de minas ativas são: Panasqueira (Portugal), San Fix (Espanha), Pasta Bueno (Peru) e Chollja (Bolívia).

Depósitos escarníticos são resultantes da substituição de rochas carbonáticas por minerais calcissilicáticos, próximos a intrusões graníticas. As mineralizações podem ser monominerálicas (scheelita) ou também poliminerálicas com molibdênio e metais básicos Pb, Zn, Cu, também ocorrendo outros elementos como ouro, flúor (fluorita) ou ferro (magnetita). Sua tonelagem típica é de poucos milhões de toneladas, mas também depósitos maiores são conhecidos. Os teores podem variar desde 0,3 a 1,0% de WO₃ e alguns exemplos de minas ativas são: Cantung (Canadá), Shizhuyuan (China), Vostok-2 (Russia), Los Santos (Spain), Bonfim e Brejuí (Brasil).

Já em relação aos depósitos lavráveis em grande escala (*greisen*, pórfiros e

stockwork), o termo “lavráveis em grande escala” (Bulk mineable) significa que grandes volumes de material com baixo teor podem ser lavrados, ao invés de se procurar seguir complexos contatos individuais de estruturas mineralizadas e limitar o trabalho de extração. Greisen e depósitos porfíricos estão localizados na parte apical de intrusões, enquanto que depósitos em veios tipo *stockworks* podem ser encontrados tanto na própria intrusão como na rocha hospedeira. Estas ocorrências tendem a ser do tipo W-Sn ou W-Mo, em ambos a wolframita e a scheelita são lavradas em grande escala. No entanto, a ocorrência destes minerais em conjunto pode dificultar os processos de beneficiamento mineral.

Tecnicamente, alguns depósitos escarníticos também podem ser lavrados sem seletividade. A tonelagem típica de depósitos lavráveis em grande escala pode variar de dezenas a centenas de milhões de toneladas, com teores geralmente baixos, variando de 0,1 a 0,3% de WO₃. O objetivo deste tipo de lavra não é individualizar veios ou contatos, mas sim lavar todo maciço rochoso. Alguns exemplos de minas ativas com este tipo de depósito são: Lianhuashan (China) e Mittersill (Áustria).

A Figura 6 apresenta a localização e os tipos dos maiores depósitos e distritos de tungstênio do mundo.



Figura 6 - Localização e tipo dos maiores depósitos e distritos de tungstênios (Fonte: ITIA (2012)).

Sendo o tipo de maior ocorrência, os escarnitos (*skarns*, *tactites*) ocorrem em diversos eventos geológicos desde o Pré-Cambriano a idades Teciárias superiores. Os depósitos de valor econômico são relativamente mais novos e estão relacionados a atividades magmáticas e hidrotermais com plútons dioríticos a graníticos, em cinturões orogênicos. Estes depósitos são comumente formados por grãos grossos de silicatos ricos em cálcio, magnésio, ferro e alumínio, provenientes de processos metassomáticos de altas temperaturas.

Segundo a definição de Einaudi (1982), os escarnitos são considerados rochas produzidas pela substituição de minerais dos mármore calcíticos ou dolomíticos (na maioria dos casos) independentes de sua abundância, por silicatos cálcicos ou de magnésio. Segundo Meinert (1992), ocorrem sob efeitos de metamorfismo regional, de contato e de uma variedade de processos metassomáticos envolvendo fluidos de origem magmática (principalmente), metamórfica, meteórica e marinha (menos comum) sob altas temperaturas. São encontrados adjacentes a plútons, ao longo de falhas, zonas de cisalhamento, sistemas geotermiais rasos, no topo do assoalho oceânico ou em terrenos metamórficos na crosta inferior.

Mineralogicamente, Meinert (1992) define uma rocha como um escarnito, ao apresentar uma mineralogia composta de uma larga variedade de minerais calcissilicáticos e minerais associados e a relação entre rocha hospedeira (geralmente carbonática) com rocha intrusiva. Seu desenvolvimento indica que a combinação de temperatura, pressão e composição da rocha hospedeira e fluido estão no intervalo do equilíbrio dos minerais identificados. São rochas economicamente importantes, pois são lavradas para uma vasta variedade de elementos como ferro, cobre, ouro, prata, estanho, zinco, molibdênio, tungstênio, urânio, flúor, boro e elementos terras-raras. Os minerais de ganga são principalmente os silicatos de cálcio, magnésio, ferro e alumínio (elementos fornecidos pelas rochas encaixantes carbonáticas e argilitos) cujos minerais correspondentes são granada, epidoto, vesuvianita, diopsídio, tremolita e wollastonita.

Meinert (1992) apresenta cinco diferentes grupos de depósitos de escarnito: os escarnitos de reação, de substituição, escarnitoides, endoescarnitos/exoescarnitos e escarnitos de contato.

Escarnitos de reação (*reaction skarn*) são formados a partir de metamorfismo isoquímico de sequências sedimentares com intercalações de finas camadas de

carbonatos e folhelhos. A transferência metassomática dos elementos ocorre em escala centimétrica, onde são também descritas como pequenas zonas silicáticas desenvolvidas por difusão local entre rochas quimicamente incompatíveis (BURT, 1974 apud MEINERT, 1992).

Escarnitos de substituição são também chamados de *replacement skarns* ou *ore skarns*. São formados por extensivas substituições de rochas carbonáticas e rochas adjacentes por silicatos. São formados pelo grande volume de infiltrações de fluidos que estão em desequilíbrio com as rochas hospedeiras (BURT, 1974 apud MEINERT, 1992). Apesar de se tornarem gradativamente escarnitos de reação, os escarnitos de substituição são relativamente grandes e normalmente visados para a lavra de ferro, cobre, zinco, tungstênio e outros metais. Kwak (1994 apud MEINERT, 1992) define esse tipo de escarnito como escarnito de minério. Escarnitóide (*skarnoid*) é um termo utilizado para rochas semelhantes a um escarnito, porém de origem incerta ou complexa. Comumente envolvem alterações de carbonatos impuros e transformação de escarnitos em cornubianitos ou escarnitos de reação ou homogeneização em larga escala de litologias distintas (escarnitos de reação de larga escala). Geneticamente, escarnitóides são rochas entre cornubianitos puramente metamórficos e escarnitos de granulação grossa puramente metassomáticos (EINAUDI, 1982 apud MEINERT, 1992).

Endoescarnitos (*endoskarns*) são escarnitos localizados em rochas não-carbonáticas envolvidas na reação. São geralmente os escarnitos que estão nos próprios granitóides, sendo caracteristicamente aluminosos, ricos em epidoto ou granada grossulária, e geralmente com volume limitado. Exoescarnitos (*exoskarns*) são escarnitos que substituem rochas carbonáticas, geralmente metadolomitos e, em função disto, tendem a ser ricos em magnésio. De forma similar, os exoescarnitos que substituem calcários ou mármore calcíticos tendem a ser ricos em cálcio, ferro e, localmente, em manganês (BURT, 1974 apud MEINERT, 1992).

Escarnitos de contato (*contact skarns, metamorphic skarns*) são formados entre as rochas hospedeiras e o plúton intrusivo, comumente de espessura limitada entre centímetros e dezenas de centímetros. Kwak (1994) chama este tipo de escarnito de "escarnito metamórfico" e afirma que este mostra, em geral, escala milimétrica a centimétrica, ocorrendo principalmente em contatos litológicos, sendo geralmente concordante com o acamamento das rochas hospedeiras.

A Figura 7 a seguir procura esquematizar de forma simplificada, alguns tipos de escarnitos e suas respectivas localizações em relação ao plúton e as rochas

encaixantes:

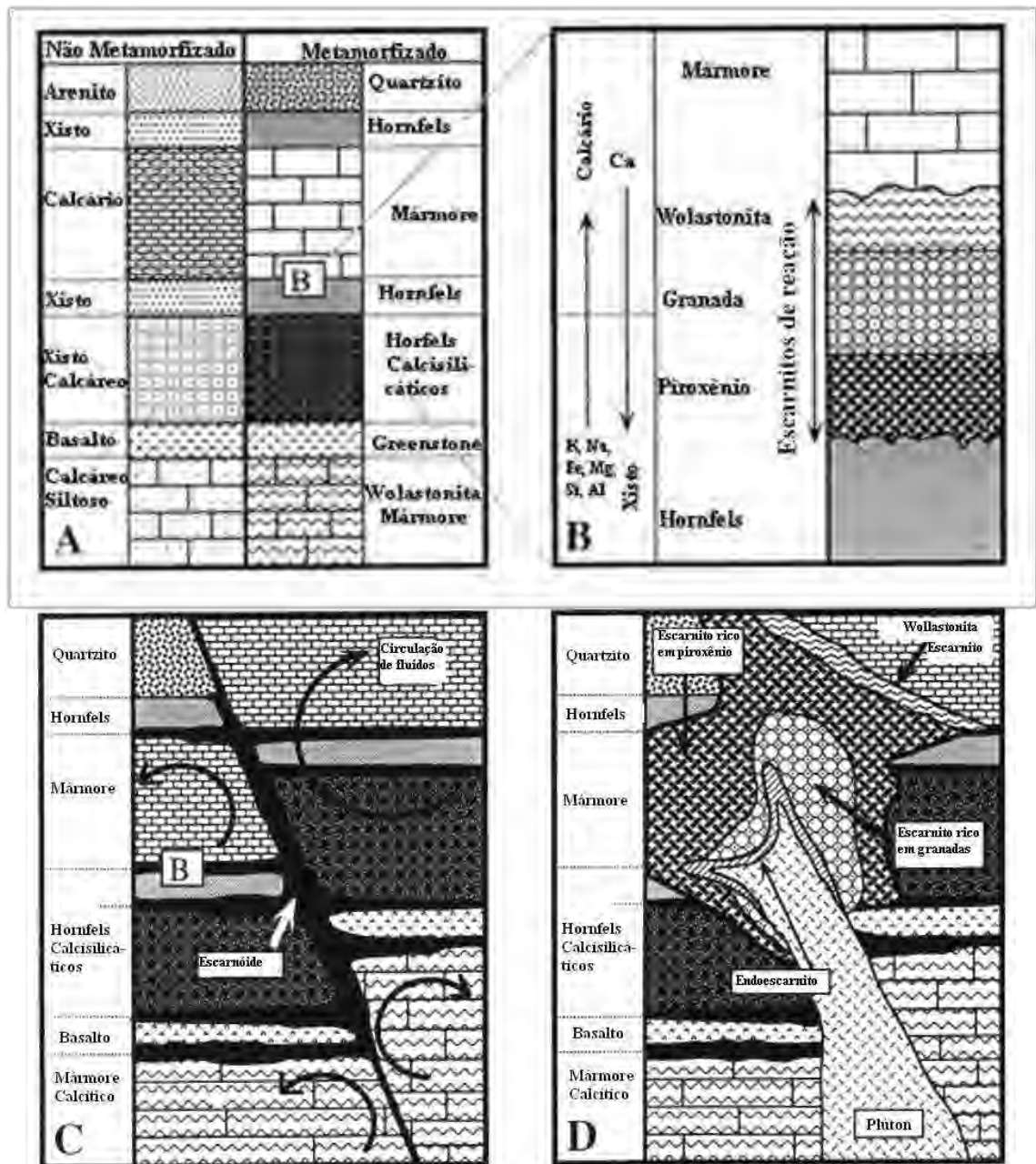


Figura 7 - Esquema simplificado representando alguns tipos de escarnitos e suas posições em relação ao plúton e as encaixantes (Fonte: MEINERT, 1992 modificado).

Os termos magnesiano ou cálcico comumente são adicionados ao nome para determinar a composição predominante do protólito e do escarnito formado (MEINERT, 1992). Os primeiros desenvolvem-se tanto em estágios magmáticos como pós-magmáticos, são tipicamente de alta temperatura e contém forsterita, diopsídio, espinélio, periclásio, clinohumita, flogopita, pargasita sendo formados no contato de rochas magmáticas com rochas carbonáticas cálcicas-magnesianas ou

magnesianas. Tipicamente hospedam minérios de ferro, metais básicos como cobre, ouro, boratos de ferro e magnésio e flogopita. Já os escarnitos cálcicos são tipicamente de temperatura média a alta, e com principalmente granada grossulária, diopsídio (salita/ferrosalita ou johannsenita), wollastonita, vesuvianita, rodonita, bustamita, epidoto, escapolita e plagioclásio. São formados no contato de rochas magmáticas com rochas carbonáticas cálcicas e comumente hospedam minério de ferro, metais básicos como cobre, tungstênio, molibdênio, berílio, boro, urânio e elementos terras-raras.

Os depósitos de escarnitos são, em geral, baseados no metal economicamente dominante, sendo sete deles (Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo e Sn) com maior importância e alguns outros (F, C, Ba, Pt, U, ETR) são localmente importantes. A grande maioria dos depósitos economicamente importantes estão relacionados às suítes plutônicas intrusivas derivadas de granitos do tipo-I que, segundo Raith (1991), somam 95% das ocorrências escarníticas conhecidas no mundo. Exemplos: Cantung no Canadá, em Bowman et al. (1985); Mactung no Canadá em Dick e Hodgson (1982); Pine Creek nos EUA, em Newberry (1982); King Island na Austrália, em Kwak (1978).

Estudos também comprovam a existência de depósitos de scheelita hospedadas em rochas calcissilicáticas não relacionadas a intrusões félsicas desde o Proterozoico, por exemplo: No Colorado, EUA, em Tweto (1960); Província São Luís na Argentina, em Brodtkorb et al. (1977), Delakowitz (1987) e Hack (1987); Nordeste do Brasil, em Beurlen et al. (1982), Bush (1981); Reid (1983); Broken Hill Block em Barnes (1983) e em terrenos Proterozoicos/Paleozoicos, por exemplo Bindal area, na Noruega, em Skaarup (1974); Espanha, em Arribas (1980); Nordeste da Bavária, em Jung e Höll, (1982); Bohemian Massif, na Áustria, em Beran et al. (1985); Blacklite, N.M., nos EUA, em Fulp e Renshaw (1985); Hindu Kush, no Paquistão, em Leake et al. (1989).

5.3 Depósitos escarníticos relacionados a intrusões ígneas

Segundo Kwak (1987), esses depósitos têm sua formação associada com batólitos equigranulares de granulometria grossa, ricos em aplitos e pegmatitos,

circundados por largas auréolas de metamorfismo. São depósitos metasomáticos, formados a partir da liberação de fluidos aquosos, fortemente fracionados em níveis relativamente profundos de crosta, empobrecidos em água (2-4%), de composição comumente granodiorítica, com magnetita e de idade paleozoica. Sua evolução, de forma resumida, se inicia com uma intrusão plutônica, seguida de cristalização, alteração e resfriamento do plúton e seu metamorfismo correspondente. Posteriormente ocorre reações metassomáticas e alteração retrógrada das rochas hospedeiras. Newberry e Einaudi (1981) separam estas ocorrências em escarnitos reduzidos e oxidados, baseado na composição da rocha hospedeira (carbonática ou hematítica), mineralogia (ferro ferroso ou férrico) e na profundidade relativa de formação (temperatura metamórfica e envolvimento de águas subterrâneas oxigenadas). Assembléias em escarnitos de tungstênio reduzidos são dominadas por piroxênio hedenbergítico e, em menor proporção, por granada cálcica, com scheelita disseminada, de granulometria fina e rica em molibdênio (powelitta).

5.4 Depósitos escarníticos não relacionados a intrusões graníticas

São poucas as ocorrências conhecidas e, em grande parte, não são economicamente interessantes. Um exemplo destes tipos de mineralizações tungstaníferas não relacionadas à plútons graníticos foi descrita em Tweto (1960) para as mineralizações de scheelita, rica em molibdênio em rochas pré-cambrianas do Colorado e Wyoming. São grãos dispersos em rochas que sofreram intensos processos de metamorfismo regional, principalmente em gnaisses calcissilicáticos e anfibolitos. Pequenas proporções de scheelita ocorrem também em pegmatitos, veios de quartzo com ouro, cobre e relacionadas a rochas intrusivas mais novas. Os depósitos são de idades variadas e sem associações genéticas entre si. As rochas hospedeiras são rochas calcissilicáticas com mineralogia variada, em grande parte diopsídica ou anfibolítica (hornblenda).

Plimer (1987) caracteriza os depósitos que sofreram metamorfismo regional, hospedados em horizontes calcissilicáticos proterozoicos, com continuidades estratigráficas quilométricas e que foram dobrados e metamorfizados. Segundo ele, a scheelita pode ocorrer em zonas acamadas, porfiroblásticas e em eventos discordantes. Grandes remobilizados de granulometria grossa de scheelita

porfiroblástica podem ocorrer adjacentes a estes eventos transgressivos. Em escala regional, essas rochas calcissilicáticas ocorrem em horizontes associados com exalitos (turmalinitos, formações ferríferas, sulfetos acamados em chumbo e zinco, quartzo-gahnita e rochas ricas em espessartita), como por exemplo, no Complexo Cristalino Austro-Alpino (Áustria). Neste complexo ocorrem rochas carbonáticas, pelitos, psamopelitos, rochas metassedimentares psamíticas, metabasaltos, mármore, rochas calcissilicáticas e turmalinitos (RAITH 1983, 1986). Essas sequências foram submetidas a eventos tectônicos Variscanos e Alpinos, com metamorfismo variável desde fácies xisto-verde superior a anfíbolito superior. A mineralização é observada de forma acamadada, em grãos finos de scheelita estratiforme presente em mármore, rochas calcissilicática.

Outro exemplo deste tipo é citado no embasamento Hercíniano da Espanha por Arribas-Rosado (1986), com depósitos de scheelita estratiforme do Pré-Cambriano tardio até o Cambriano recente em complexos de xistos-grauvacas e do Cambriano até o Ordoviciano recente da série de Los Cabos. Ambas as sequências estão dobradas e metamorfizadas, sendo formadas por rochas metassedimentares pelíticas, quartzitos e conglomerados com raras formações calcissilicatadas e turmalinitos (estas sequências são intrudidas por granitóides, mas sem relações espaciais com as mineralizações tungstaníferas). Os depósitos possuem estreita relação com horizontes descontínuos de turmalinitos, quartzitos ricos em turmalina e pelitos. O autor propõe que exalitos submarinos com tungstênio, associados com exalitos ricos em boro foram recristalizados e remobilizados durante o metamorfismo regional posterior a intrusão granítica. No Brasil, mais de mil ocorrências deste tipo são conhecidas no Rio Grande do Norte e Paraíba (BEURLEN e BUSCH 1983, REID 1983). Estas ocorrências estão relacionadas com múltiplas deformações de fácies anfíbolítica em sequências metassedimentares e metavulcânicas de idade pré-cambriana. A scheelita está presente em unidades de rochas calcissilicáticas de significativas continuidades estratigráficas, não estando relacionadas a intrusões graníticas. As ocorrências de scheelita estão em terrenos de alto grau metamórfico, sendo antes interpretadas como provenientes de metasomatismo de contato. REID (1983) propôs um modelo vulcanogênico baseado na ausência de intrusões félsicas associadas e escarnitos metassomáticos associados. O tungstênio foi introduzido nos sedimentos por processos exalativos tendo subsequente remobilização. Este elemento foi posteriormente concentrado por aquecimento e fluidos metamórficos associados ao metamorfismo de alto grau metamórfico e processos de

migmatização.

Na faixa dobrada Seridó, as principais mineralizações de scheelita identificadas são denominadas Brejuí, Barra Verde e Boca de Lage que são associadas aos escarnitos da formação Jurucutu, onde dois tipos de mineralização foram descritas para a região: A) Scheelita fina, orientada segundo a foliação dos escarnitos primários, regionalmente associada aos paragneisses e sem relação direta com o magmatismo granítico Brasileiro. Sua interpretação é dada como uma mineralização estratiforme, formada durante o metamorfismo regional, mas pode ser também relacionada com uma origem vulcânica, de uma forma ou de outra anterior às remobilizações e às reconcentrações devidas ao magmatismo (SALIM, 1979; MOERI E KLOECHNER, 1979; SALIM et al., 1979 apud DARDENNE E SCHOBENHAUS, 2001). B) Scheelita grossa, nos escarnitos retrógrados, relacionada a uma alteração hidrotermal tardia, que formou concentrações mais ricas em charneiras de dobras e zonas de cisalhamento. Podendo também ser encontradas em veios de quartzo e de pegmatitos que cortam os escarnitos mineralizados que apresentam uma paragênese com escapolita, vesuvianita, epidoto e calcita (SALIM, 1993 apud DARDENNE E SCHOBENHAUS, 2001).

6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudos está localizada na região sudeste do Brasil, na região fronteira entre os municípios de Seropédica e Piraí, e pode ser enquadrada no contexto evolutivo da Faixa Ribeira. Esta faixa móvel evoluiu de forma complexa, englobando diversos eventos como: fechamento de oceanos, processos acrescionários e grandes colisões continentais. É um importante cinturão orogênico da região sudeste brasileira que, juntamente com as Faixas Araçuaí e Dom Feliciano constituem a Província da Mantiqueira (Almeida, 1977).

6.1 Breve histórico

A Faixa Ribeira, cuja formação foi produto do penúltimo estágio de colagem do Evento Brasileiro no sudeste do Brasil (580 Ma.), pode ter sua evolução tectônica resumida a partir de 1,1-1,0 Ga com a formação do supercontinente Rodínia devido à aglutinação dos continentes derivados do Supercontinente Colúmbia, Amazônia, África Ocidental, Báltica e Laurêncina. Atualmente o Rodínia é registrado como o continente mais antigo, consolidado no Paleoproterozoico (HASUI, 2010).

A fragmentação do Rodínia ocorreu no evento tafrogênico toniano-criogeniano que durante o mesoproterozoico (BIZZI et al. 2003) individualizando-o em três porções continentais principais: Laurentia, constituído por partes da América do Norte e Europa; Groenlândia e Sibéria; Gondwana Leste: constituído por parte da África e Antártica (Cráton Kalahari-Grunehogna), Madagascar, Índia e Austrália; Gondwana Oeste: constituído pela Amazônia, África Leste, Rio de La Plata, e vários blocos menores: Pampia, Central de Goiás, Juiz de Fora, Luis Alves, entre outros.

Já durante o Neoproterozoico, ocorreu a inversão do processo de deriva, instalando-se um período de aglutinações diacrônicas e gradativas dos continentes Gondwana Leste e Gondwana Oeste. Nesse evento, que foi denominado como Brasileiro, as massas continentais da América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida, que já vinham se aglutinando desde cerca de 900 Ma, continuaram suas convergências até por volta de 580 Ma, agregando-se no megacontinente Gondwana (HASUI, 2010). O processo de colagem Brasileira entre os continentes Sul americano e Africano ocorreu com a interação entre os crátons Amazônico, São

Francisco, Paraná, Congo e Kalahari, e que gerou o fechamento dos oceanos mesoproterozoicos Adamastor, Goiás e Borborema. Tal processo de colagem gerou ainda a estruturação dos grandes sistemas orogênicos brasileiros Mantiqueira, Tocantins e Borborema, no Neoproterozoico (HASUI, 2010). A área em estudo é pertencente ao Sistema Orogrênico Mantiqueira (Figura 8) que compreende um conjunto de Orógenos justapostos diacronicamente, e que reflete atividades tectônicas do Neoproterozoico ao início do Paleozoico. Este é composto pelos cinturões de dobramentos Araçuaí, São Gabriel e Ribeira, e pela zonas de interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira (SCHMITT et al., 2004).



Figura 8 - O Cráton do São Francisco e suas faixas móveis. Legenda: Cobertura fanerozóica: 1 - Bacia do Paraná. Província Tocantins: 2 - Faixa Brasília. Província Mantiqueira: 3 - Faixa Apiaí; 6 - faixas Ribeira e Araçuaí. Embasamento pré-1,7 Ga.: 5 - Cinturão Mineiro; 7 - Maciço de Joinville. Coberturas do Cráton do São Francisco: 4 - Grupo Bambuí. Sv- Salvador; RJ - Rio de Janeiro; FI - Florianópolis; Ct - Curitiba; Sp - São Paulo (Fonte: Tupinambá et al., 2007).

6.2. Faixa Ribeira

A área de investigação relativa ao presente trabalho localiza-se na Faixa Móvel Ribeira, localizada a sul do Cráton do São Francisco. Este orógeno possui cerca de 3.000 km de extensão, de orientação NNE-SSW, situando-se ao longo da costa atlântica do sul da Bahia ao Uruguai. Esta faixa faz limite com as províncias

Tocantins, São Francisco e Paraná, e a leste pela margem continental e bacias costeiras (BIZZI et al., 2003). Essa faixa formou-se através de processos de fechamento do oceano mesoproterozoico Adamastor, seguida da colisão das massas continentais representadas principalmente pelo Cráton do São Francisco e o Cráton do Congo durante o Evento Brasileiro, no neoproterozoico (BIZZI et al., 2003). Caracterizada por Heilbron et al. (2000, 2004), esta faixa compreende uma série de terrenos tectônicos separados por falhas de empurrão e zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas dúcteis. Rochas miloníticas e uma forte lineação de estiramento ocorrem nas zonas de maior deformação. Os terrenos são empilhados em direção à margem do Cráton do São Francisco e, segundo a autora, são classificados segundo quatro terrenos tectono-estratigráficos. para o segmento central da faixa: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, *Klippe* ou Terreno Paraíba do Sul e Terreno Cabo Frio (Figura 9 e 10), entretanto, o Terreno Cabo Frio se juntou ao Orógeno tardiamente, sendo colado já no Cambriano (SCHMITT et al., 2004).

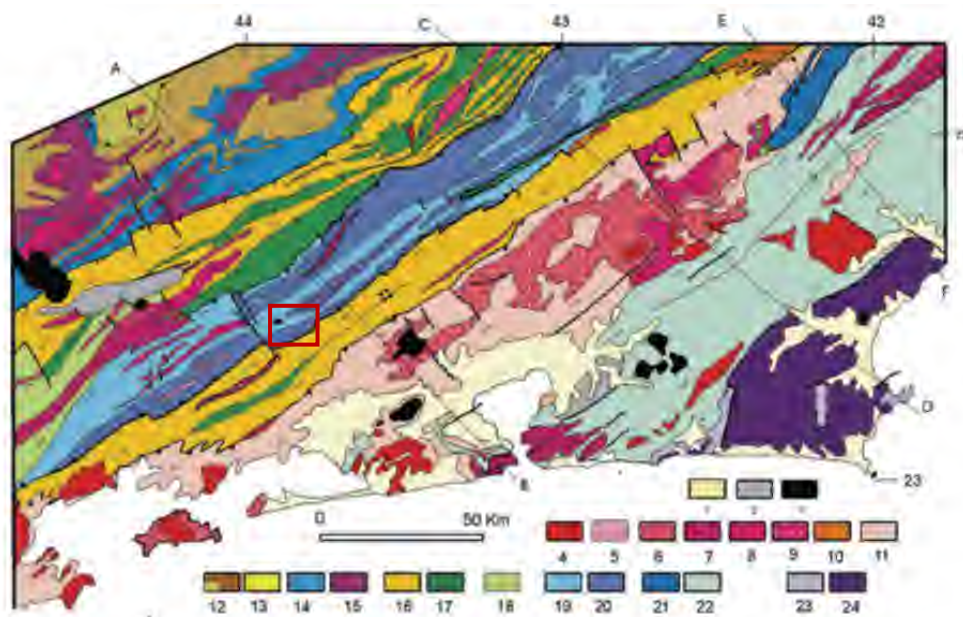


Figura 9 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: 1-Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias. 4-Granitóide Brasileiro pós-colisionais (4-9); 4-Biotita granitos pós colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520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



Figura 10 - Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megasequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associação do embasamento (Complexo Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12- Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14- Sequência Búzios e Palmital; 15- Complexo Região dos Lagos (Fonte: Heilbron et al. (2004)).

Heilbron (2007) caracteriza, resumidamente, estes terrenos da seguinte forma:

- O Terreno Oriental compreende três domínios tectônicos: Cambuci, Costeiro e Klippe de Italva que estão associados ao desenvolvimento de arcos magmáticos neoproterozoicos. Os Domínios Cambuci e Italva representam as bacias ante-arco e retro-arco, respectivamente, com o Domínio Costeiro alojando o Arco Magmático Rio Negro. A porção metavulcanossedimentar da Klippe Cambuci, que é representada pela Unidade Cambuci, é constituída por gnaisses associados a mármore dolomíticos, rochas metamáficas, rochas calcissilicáticas e gonditos. Abrange uma sucessão metavulcanossedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, estando comumente cortada por rochas graníticas.
- O Terreno ou Klippe Paraíba do Sul compreende ortognaisses granodioríticos a graníticos do Complexo Quirino, de idade Paleoproterozóica, com cobertura representada pelos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul, que são rochas muito micáceas com sillimanita-granada-biotita gnaisses, níveis de leucossoma granatíferos e intercalações de mármore dolomíticos.
- O Terreno Cabo Frio é caracterizado por ser o último episódio colisional da Faixa Ribeira, datado por Schmitt (2001 apud HEILBRON, 2007) em 530-520 Ma. Este engloba ortognaisses Paleoproterozoicos do Complexo Quirino e uma sucessão metassedimentar com gnaisses pelíticos com cianita, sillimanita e granada, metabasitos e rochas calcissilicáticas.
- O Terreno Ocidental é caracterizado por englobar rochas do embasamento

Paleoproterozoico ao Arqueano, sendo representado pelos Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora. Este terreno apresenta uma cobertura metassedimentar siliciclástica deformada de idade Neoproterozóica denominada Megassequência Depositional Andrelândia, que é interpretada como uma típica sequência de margem passiva.

Comparativamente com a área de Rio Claro/Lídice, interpretada como pertencente ao contexto evolutivo geológico e geotectônico do Terreno Ocidental segundo Dutra (2013), Dios (1995) e Riofinex (1977), a área de Cacaria apresenta alguns litotipos não encontrados naquela região. Estes litotipos são principalmente mármore dolomíticos, intercalados em paragnaises além de abundantes ocorrências de rochas calcissilicáticas, que são pouco citadas para o contexto evolutivo do Terreno Ocidental. Tais observações possam situar a área de Cacaria em uma possível área de transição entre os terrenos Ocidental e o Paraíba do Sul, o qual compreende uma sucessão de rochas metapsamíticas e metapelíticas com intercalações de rochas calcissilicáticas, gnditos, quartzitos, mármore e rochas metamáficas. Inclusive Heilbron e Machado (2003) citam que o mármore é a unidade característica do Terreno Paraíba do Sul, distinguindo-a dos domínios Andrelândia e Juiz de Fora, os quais incluem quartzitos e, mais raramente, calcissilicáticas. Silva (1993) considera este conjunto como Complexo Paraíba do Sul, o que inclui gnaises intercalados com lentes de quartzitos, rochas calcissilicáticas, metamáficas e mármore. A predominância dos litotipos constituintes varia regionalmente, ora sendo mais abundantes as lentes de quartzitos e calcissilicáticas, rochas metamáficas e quartzitos e ora os mármore e as rochas metamáfica.

Em relação às rochas do Grupo Paraíba do Sul, Almeida et al. (2012) classifica os corpos graníticos félsicos da região, com assinaturas cálcio-alcalinas e alcalinas pós-colisionais, enquanto que as metamáficas incluem basaltos e basaltos andesíticos cálcio-alcalinos do tipo MORB-E metamorfizados. Suas origens seriam remanescentes de três estágios magmáticos na história do Grupo Paraíba do Sul: a abertura da Bacia do Paraíba do Sul (MORB-E); a colisão durante a formação do Gondwana, e o final da orogênese brasileira, registrada pelo magmatismo félsico.

6.3 Aspectos Estruturais da Faixa Ribeira

O Orógeno Ribeira é um orógeno colisional de *trend* estrutural NE-SW resultante da colisão entre o Cráton do São Francisco com a porção sudoeste do Cráton do Congo, além de outras placas, microplacas (Paranapanema, Serra do Mar e Cabo Frio) e/ou arco de ilhas. Esta colisão resultou na partição da deformação principal entre zonas de encurtamento frontal e zonas com componente transpressiva dextral, produzindo empurrões com mergulhos superiores a 30° e zonas de cisalhamento oblíquas, respectivamente que estão bem marcados segundo grandes lineamentos de direções predominantes NW-SE e NNE-SSW. Esta estruturação condiciona as grandes serras da região e seu aproveitamento para a instalação das drenagens locais (HEILBRON et al., 2004).

Há grande complexidade metamórfica deformacional do orógeno que, segundo Heilbron et al. (1991), se encaixa no flanco sudeste da megassinforme dentro do Domínio Paraíba do Sul. Duas fases deformacionais principais foram individualizadas pela autora: uma mais antiga definida por planos de xistosidade e bandamentos gnáissicos com dobras apertadas às isoclinais transpostas, localmente nas zonas de charneira. A outra fase deformacional está relacionada com dobramentos abertos em pequena escala, zonas de cisalhamento sub-verticais e intrusões de pequenos corpos graníticos. Ocorrem ainda intrusões de diques básicos posteriores a segunda deformação. Devido ao metamorfismo de alto grau, as rochas metassedimentares da região não registram estruturas primárias, já as estruturas secundárias refletem uma tectônica compressiva gerada principalmente durante o ciclo brasileiro com sucessivas fases deformacionais tanto de caráter dúctil quanto rúptil, predominando na área estruturas relacionadas a uma deformação mais intensa de compressão NW-SE e vergência para sudoeste com ângulos que variam de 35° a 80°.

6.4 Metamorfismo da Faixa Ribeira

Segundo Tupinambá (2007), os diferentes terrenos da Faixa Ribeira apresentam graus metamórficos classificados como alto, variando entre fácies anfíbolito até granulito de mais alta temperatura, podendo ser observado também

algumas paragêneses minerais indicativas de retrometamorfismo como olivina e diopsídio. O intenso metamorfismo regional associado com a orogênia brasileira gerou litotipos como gnaisses aluminosos, mármore dolomíticos, rochas calcissilicáticas, quartzitos e formações ferríferas com assembléias minerais resultantes de recristalizações provocadas por intenso metamorfismo. Quartzo e micas encontram-se estirados enquanto que os minerais mais resistentes como os feldspatos podem se apresentar na forma de porfiroblastos rotacionados e cataclasados. Esta faixa é predominada pelo metamorfismo classificado como regional, porém localmente pode haver atividades de metamorfismo de contato, como em Jordt-Evangelista e Viana (2000), com a formação de escarnitos no contato entre mármore dolomíticos e diques máficos e félsicos na região de Itaoca, Espírito Santo.

Esse tipo de formação metamórfica são observadas em pequenas ocorrências caracterizadas por Kerrick (1991), que cita que o metamorfismo de contato e o regional são tradicionalmente separados de acordo com a escala e a relação espacial da fonte intrusiva de calor. A associação com rochas intrusivas fornecem uma distribuição em escala global entre auréolas de contato, cinturões intrusivos e batólitos. Rochas Intrusivas são abundantes em zonas de baixa pressão e alta temperatura, em porções de cinturões metamórficos, assim como auréolas de contato são tipicamente hospedadas em rochas com baixo grau metamórfico, de fácies xisto-verde a anfíbolito, em metamorfismo regional. Devido a rochas intrusivas serem raras em zonas de alta pressão e baixa temperatura, auréolas estão raramente hospedadas em rochas de grau metamórfico mais alto, assim como observado nas litologias presentes na Faixa Ribeira. Rochas intrusivas formadas em profundidades mais rasas da crosta tipicamente apresentam auréolas de contato mais fortemente desenvolvidas devido às rochas hospedeiras não metamorfizadas ou de grau metamórfico mais baixo (fácies xisto-verde). Em contraste, plútons formados em profundidade, intrudem rochas de alto grau metamórfico, onde as auréolas em geral não são tão fortemente desenvolvidas.

7 GEOLOGIA LOCAL

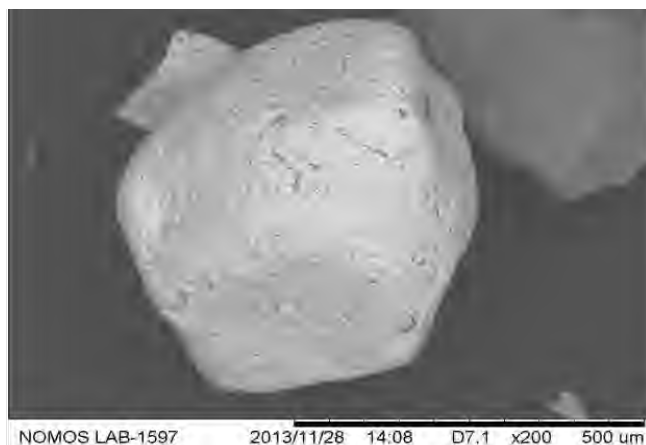
7.1 Resultados da prospecção aluvionar na área de estudos

A fim de confirmar a mineralização de scheelita encontrada nos concentrados de bateia coletados na campanha de prospecção aluvionar, encaminharam-se alguns grãos identificados como scheelita através de sua fluorescência em *mineralight* de ondas curtas ao MEV (Figura 11). Outro mineral que não é o foco de pesquisas do presente trabalho, porém frequentemente verificado nos concentrados de bateia é a monazita. Este foi evidenciado pelas análises de *mineralight* de ondas curtas devido a sua fluorescência amarela e também foram encaminhados ao MEV (Figura 12). Um mapa de distribuição espacial de grãos de scheelita dos concentrados de bateia (Figura 13) foi elaborado.



Elemento	%
Cálcio	17,5
Ferro	2,5
Tungstênio	80,0

Figura 51 – Imagem em MEV de grão de scheelita com aproximadamente 400 µm e composição elementar



Elemento	%
Alumínio	9,2
Silício	4,0
Fósforo	9,5
Lântânio	20,1
Céreo	42,4
Neodímio	14,7

Figura 12 - Imagem em MEV de grão de monazita com aproximadamente 500 µm e sua composição elementar

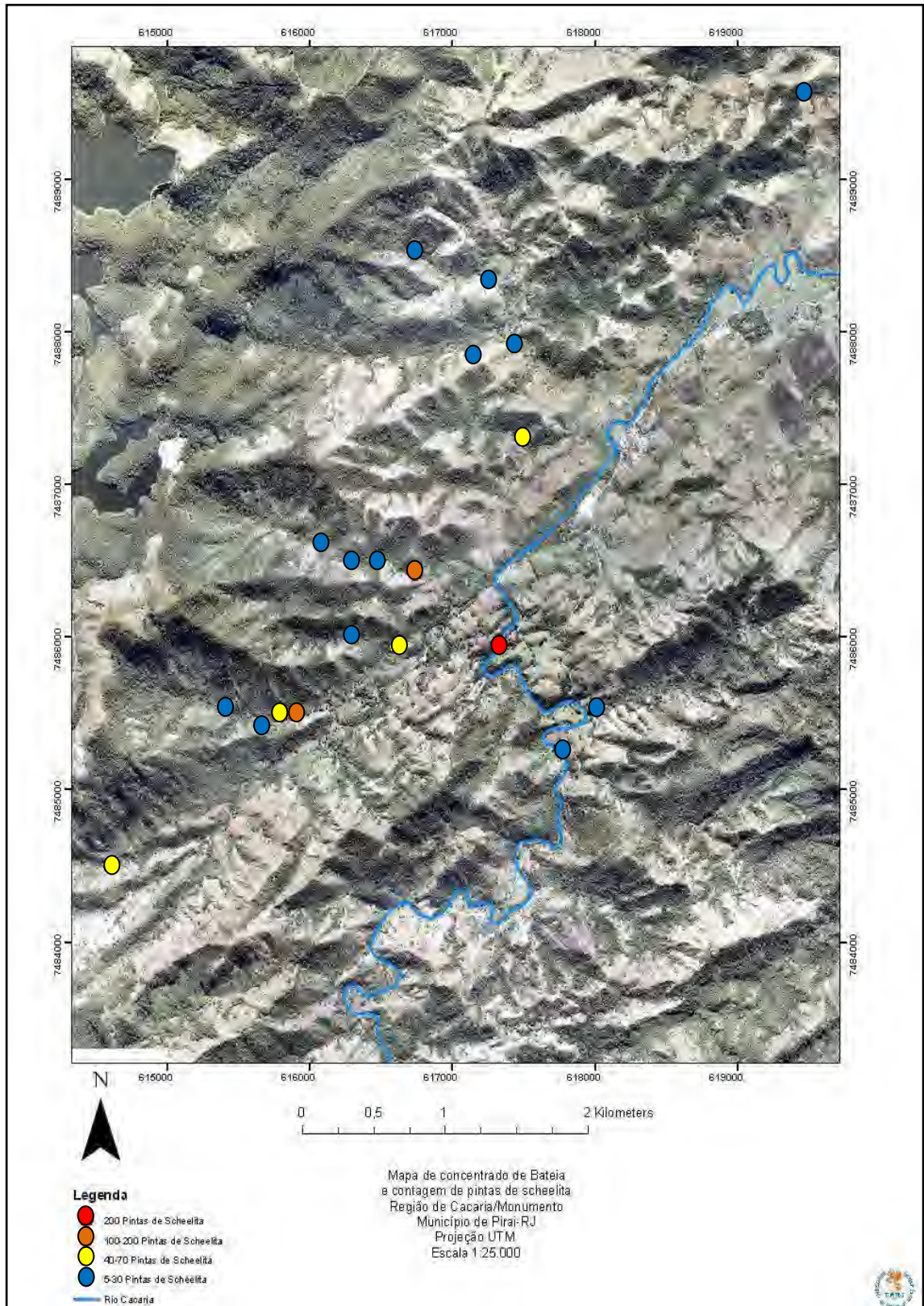


Figura 13 - Mapa de distribuição espacial de grãos de scheelita em concentrados de bateia

A partir da observação do mapa, verificou-se que altas concentrações de grãos de scheelita estão localizadas na vertente esquerda do Rio Cacaria. Com o objetivo de identificar o litotipo fonte desta mineralização, coletou-se 21 amostras de diversas litologias entre gnaisses, anfibolitos e principalmente rochas calcissilicáticas que foram preparadas em laboratório, conforme descrito no subcapítulo 3.3.3. onde em apenas um ponto (Mon 02) (Amostra S2A3) foi possível observar a presença de grãos fluorescentes de scheelita, descrito em detalhes no subcapítulo 6.2.1.

7.2. Descrição das unidades litoestratigráficas na área de estudo

O conjunto litológico de região de Cacaria/Monumento pode ser caracterizado predominantemente como uma sequência metassedimentar Pré-Cambriana de alto grau metamórfico com alguma atividade magmática posterior responsável pela intrusão de pequenos corpos graníticos, diques e rochas metamáficas.

7.2.1. Unidade São Roque

É uma unidade constituída principalmente por rochas metapelíticas que encontram-se em contato gradual com os gnaisses milonitizados da Unidade Valadão. As rochas desta unidade apresentam mergulho para noroeste e com *strike* segundo a direção regional preferencial NE-SW. É constituída predominantemente por granada-biotita gnaisses com intercalações de litologias diversas como rochas calcissilicáticas, mármore dolomíticos, rochas metamáficas e rochas migmatíticas. Os granada-biotita gnaisses (Figura 14A) apresentam porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada amarronzadas, identificadas macroscopicamente como almandina e/ou espessartita caracterizadas por percolações manganésíferas reagentes com água oxigenada. Em análises petrográficas (Figura 14 C e D), observa-se em geral, uma paragênese formada por grãos hipidiomórficos a

xenomórficos, de textura granolepidoblástica a porfiroblástica constituída essencialmente por quartzo (30%), microclina (20%), biotita (20%), granada (15%), plagioclásio (10%) e minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral. Tanto os feldspatos e a granada tendem a formar os porfiroblastos observados, o quartzo apresenta-se orientado e recristalizado com marcante extinção ondulante e a biotita aparece fortemente orientada e bordejando os porfiroblastos .

São observadas também algumas ocorrências localizadas de rochas migmatíticas (Figura 14B), de textura flebítica, em que o neossoma granítico de bandas quartzo-feldspáticas apresenta granadas que podem chegar a tamanhos centimétricos, enquanto o paleosoma com bandas escuras com a presença de biotita.

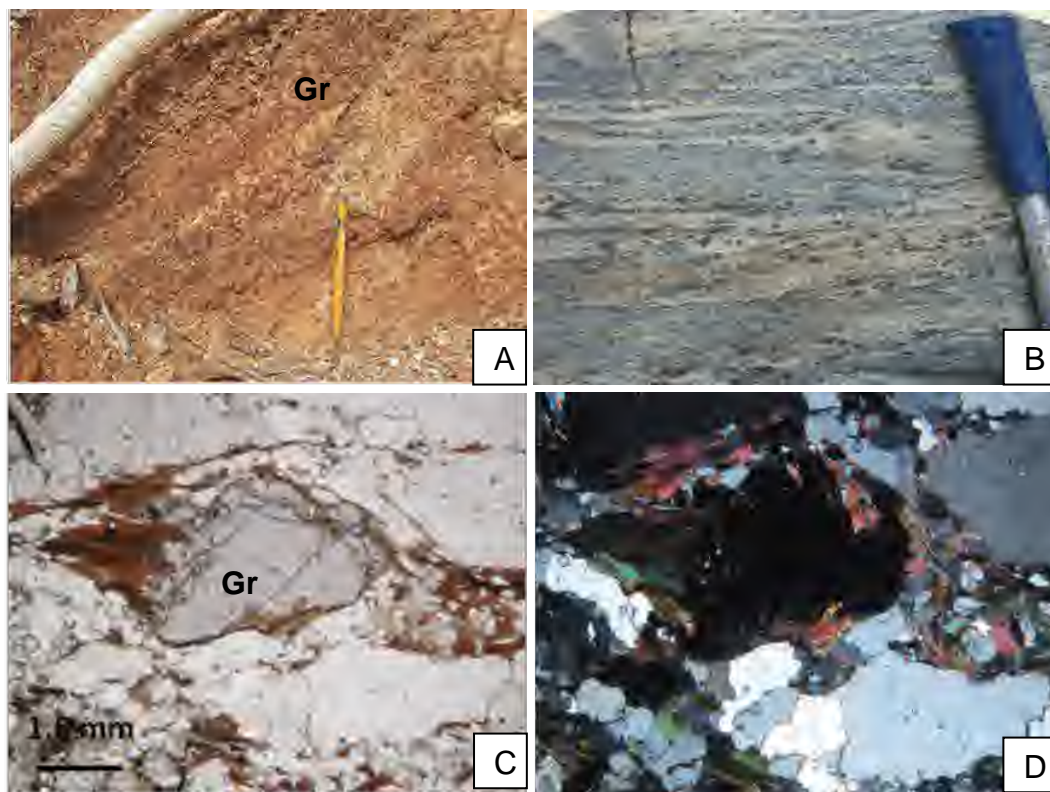


Figura 14 - Litotipos da Unidade São Roque (A) Biotita- granada gnaiss (B) Migmatito de textura flebítica (C) Fotomicrografia de amostra do gnaiss com grãos de biotita bordejando o porfiroblasto de granada (Gr). Objetiva de 2,5x sob nicóis descruzados (S1A8). (D) Mesma lâmina e objetiva mas nicóis descruzados

Rochas calcissilicáticas são frequentemente observadas intercaladas nos granada-biotita gnaisses, apresentando dimensões variadas desde pequenas lentes centimétricas até ocorrências maiores com espessuras métricas e estruturação concordante com os granada-biotita gnaiss da unidade. Os afloramentos que apresentaram dimensões em escala mapeável foram destacados no mapa geológico (Anexo I). As amostras dessas rochas foram coletadas para verificação da scheelita,

e no ponto Mon 02 (Figura 15) (amostra S2A3) foi verificada com auxílio do mineralight, a presença de grãos finos com característica fluorescência azul clara da scheelita. Esses grãos estão distribuídos erraticamente na matriz calcissilicática. Em geral, as rochas calcissilicáticas são macicas ou finamente bandadas, porém constantemente de granulometria fina. Raramente monomineralica e mais constantemente polimineralica, mostra coloração verde escura a clara.

Ao microscópio petrográfico foram identificados grãos hipidiomórficos a xenomórficos de anfibólio (hornblenda), clinopiroxênios (augita e diopsídio), quartzo, dolomita e plagioclásio em proporções variadas. Escapolita, biotita, titanita, epidoto, clorita e opacos identificados como ilmenita ocorrem em menor proporção (Figura 16 A e B). A tabela 2 apresenta a composição modal das amostras analisadas ao microscópio. No anexo 2 encontram-se as descrições microscópicas das lâminas.

Tabela 2 - Descrição simplificada das lâminas de rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque

Mon 01	Mineralogia Principal
Mon 05	Hornblenda (40%), Plagioclásio (20%), Biotita (20%), Quartzo (15%), Opacos (5%)
Mon 04	Clinopiroxênio (45%), Escapolita (20%), Quartzo (20%), Microclina (10%), Plagioclásio (5%)
S1A4	Quartzo (30%), Escapolita (30%), Clinopiroxênio (30%), Plagioclásio (10%)
S1A7	Biotita (40%), Plagioclásio (25%), Clinopiroxênio (20%), Hornblenda (10%), Opacos (5%)
S1A9	Hornblenda (40%), Quartzo (30%), Plagioclásio (15%), Biotita (10%), Opacos (5%)
S2A4	Diopsídio (30%), Escapolita (30%), Quartzo (20%), Titanita (10%), Plagioclásio (10%)
S2A6	Escapolita (35%), Clinopiroxênio (30%), Quartzo (15%), Plagioclásio (10%), Titanita (10%)
S2A8	Hornblenda (50%), Quartzo (20%), Plagioclásio (5%), Opacos (5%)
S2A9	Plagioclásio (50%), Hornblenda (45%), Opacos (5%)
S3A2	Clinopiroxênio (40%), Quartzo (20%), Titanita (10%), Clorita (10%)
X13	Augita (50%), Quartzo (30%), Plagioclásio (10%), Titanita (5%), Opacos (5%)



Figura 16- Rochas calcissilicáticas (CS) em contato (pontilhado vermelho) com o granada-biotita gnaiss na Unidade São Roque (Ponto Mon 02).

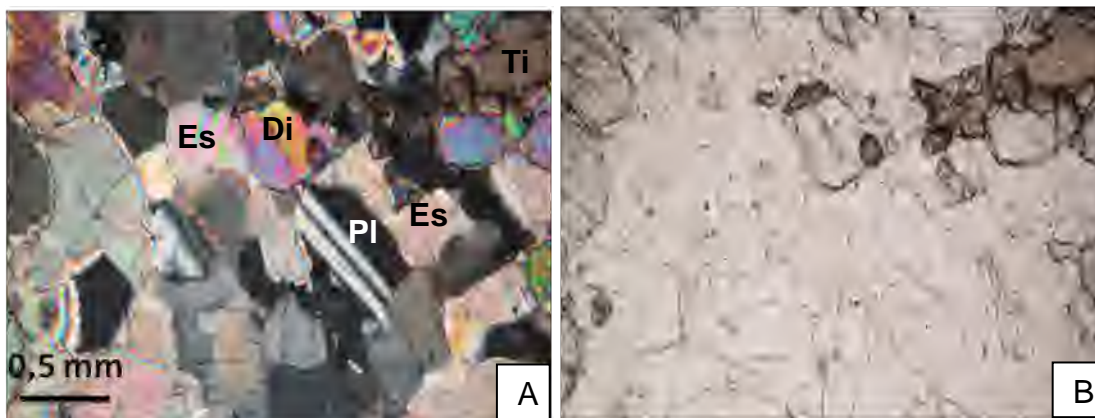


Figura 15 - Fotomicrografias de rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque. (A) relação de contato entre a escapolita (Es) parcialmente substituindo o plagioclásio (Pl),além da presença de diopsídio (Di) e titanita (Ti) – Objetiva 2,5X sob nicóis cruzados (Lâmina S2A4); (b) Mesma lâmina com mesma objetiva com nicóis descruzados

A análise através da difratometria de raios X (Figura 17) indicou que a amostra S2A3 é constituída de quartzo, diopsídio, augita, hornblenda, vermiculita, enstatita, muscovita e scheelita.

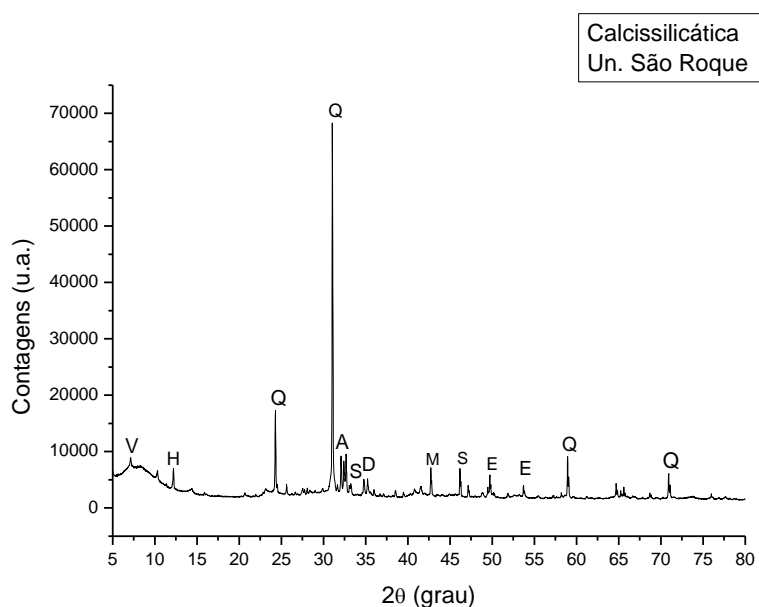


Figura 17 - Difratograma de raios X de amostra de rocha calcissilicática (Ponto Mon 02) da Unidade São Roque (CoK α 40 kV/40 mA). Legenda: V-Vermiculita, H-Hornblenda, Q-Quartzo, A-Augita, S-Scheelita, M-Muscovita,D-Diopsídio, E- Enstatita

Os grãos individualizados foram analisados através da espectroscopia Raman (Figura 18), onde o espectro confirmou a presença da scheelita

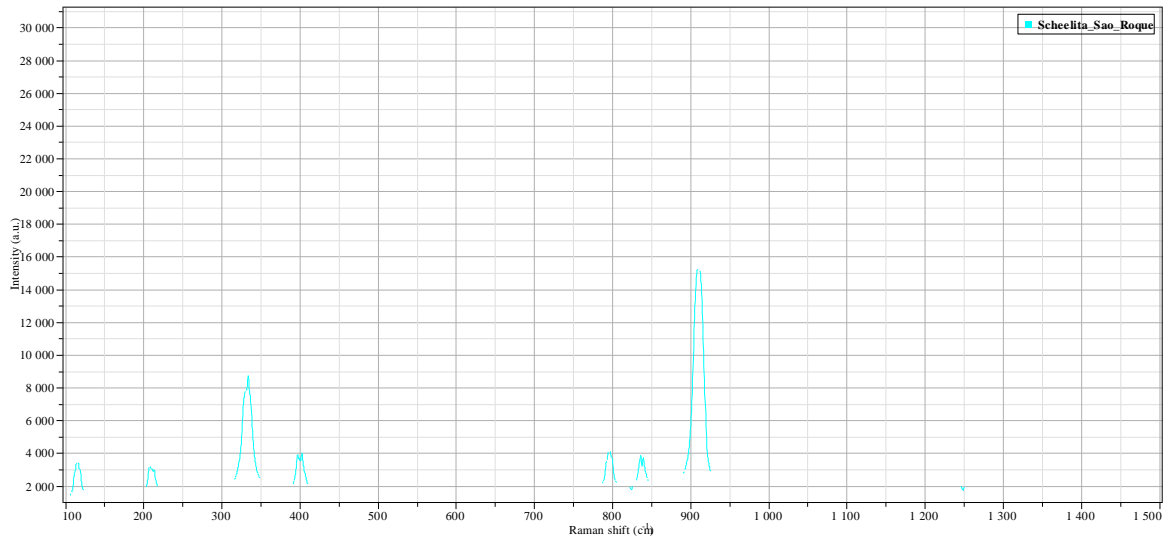


Figura 78 – Espectro Raman de amostra (Ponto Mon 02) mineralizada da Unidade São Roque (Comprimento de onda de 514 nanômetros).

Os grãos de scheelita hospedadas em rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque foram encaminhados ao MEV (Figura 19).

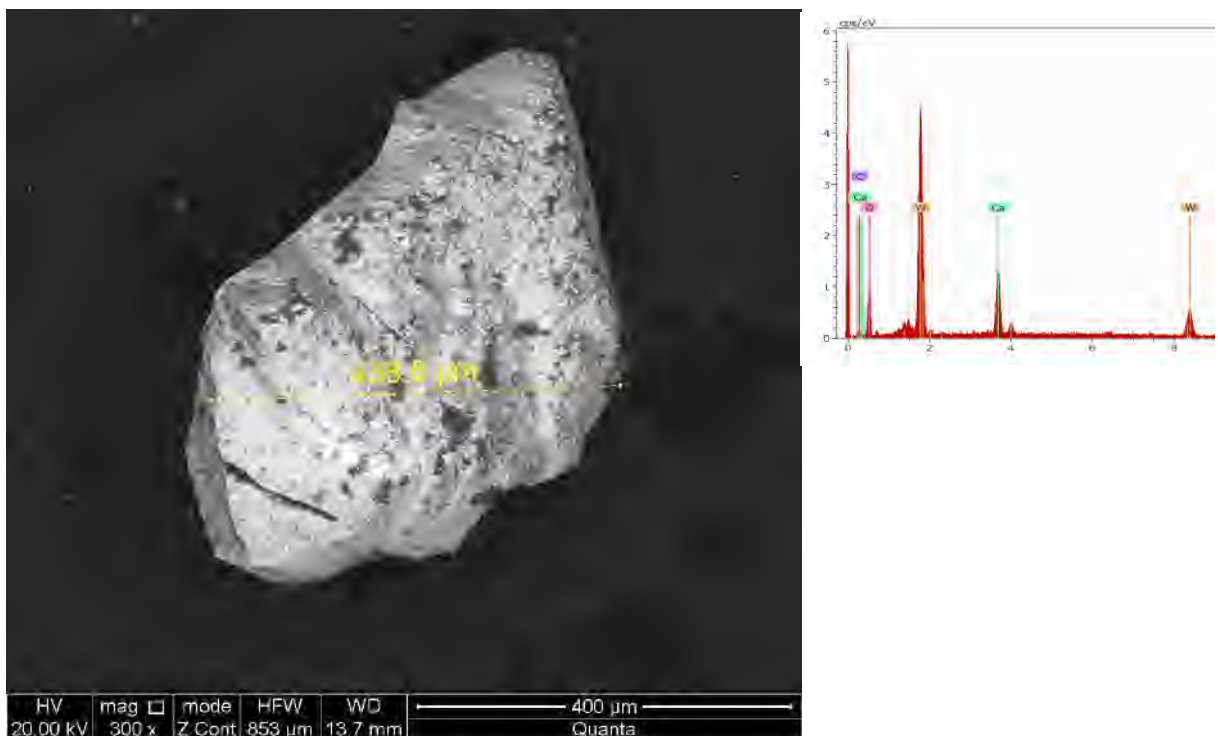


Figura 8 - Imagem em MEV de grão de scheelita hospedado em rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque e análise química semiquantitativa (EDS) apresentando picos de cálcio e tungstênio.

Os resultados do MEV mostram que a scheelita hospedada nas rochas calcissilicáticas da Unidade São Roque apresentam-se em grãos isolados de tamanho entre 200 μm a 600 μm, disseminadas na rocha

As rochas anfibolíticas ocorrem como blocos arredondados de dimensões centimétricas (Figura 20 A e B). Estas rochas mostram coloração verde escura a preto, granulometria fina e leve bandamento composicional. Análises petrográficas (Figura 20 C e D) indicam uma textura granonematoblástica, com predominância de anfibólio (hornblenda) (70%), plagioclásio (15%), ortopiroxênio (hiperstênio) (10%) e minerais opacos (5%). Sua identificação em mapa geológico é identificada em locais com abundantes blocos deste litotipo.

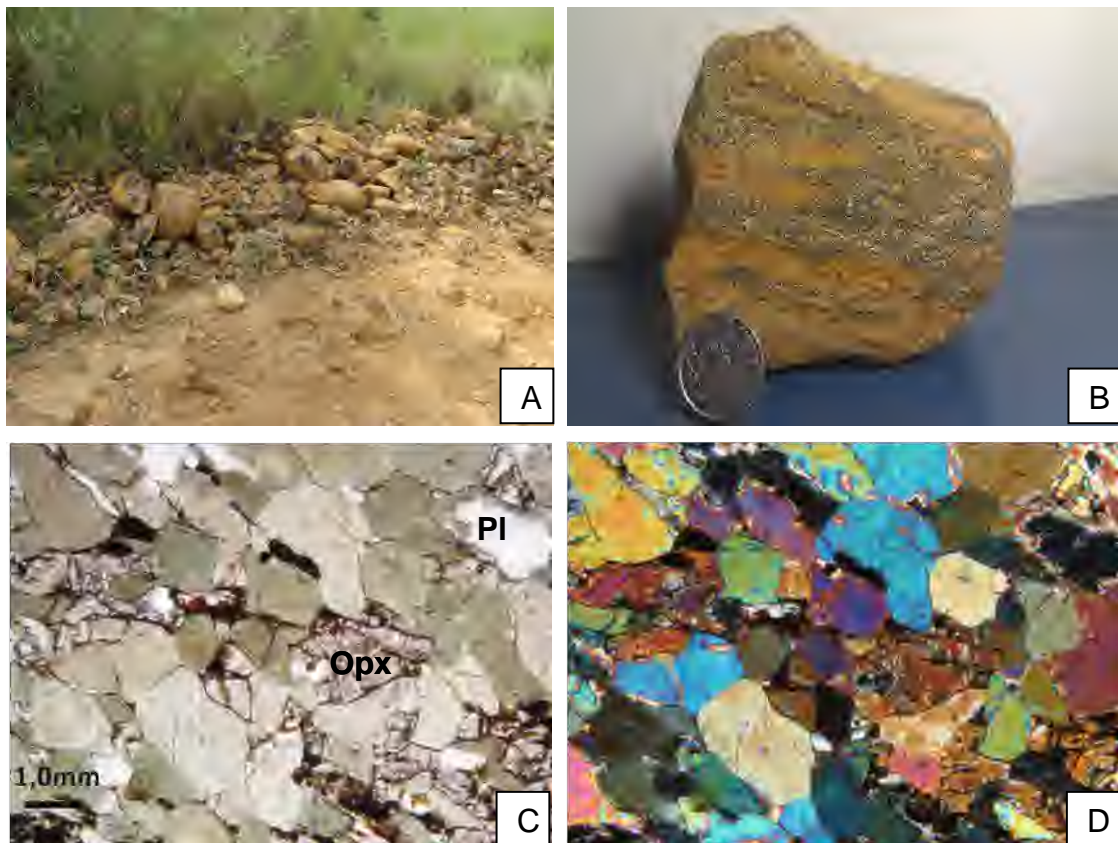


Figura 20 - Rochas anfibolíticas da Unidade São Roque. (A) Abundantes blocos rolados. (B) Detalhe do anfibolito. (C) Fotomicrografia com a abundância de anfibólio (hornblenda) e ortopiroxênios hiperstênio (Opx) e plagioclásio (Pl) em menor proporção. Objetiva de 2,5X sob nicóis descruzados (Lâmina S1A14). (D) Mesma lâmina e objetiva, mas com nicóis cruzados

Mármore dolomíticos ocorrem intercalados no granada-biotita gnaisses em ocorrências diversas ao longo da Serra da Caieira, podendo haver continuidade entre estas ocorrências. No local foram encontradas antigas lavras abandonadas com a presença de antigos fornos utilizados provavelmente para a produção de cal virgem. Próximo ao ponto Mon 45 foi possível observar a antiga frente de lavra e cortes de bancada, estimando-se a presença de um corpo de mármore com cerca de 200 m de extensão e espessura aproximada de 80 m.

Trata-se de mármore de composição predominantemente dolomítica,

coloração esbranquiçada. Há porções de coloração mais escura (Figura 21 A) com a presença de minerais silicatados. Os minerais de diopsídio apresentam fluorescência azul escura sob efeito do *mineralight* de ondas curtas (Figura 21 B). Em lâmina petrográfica (Figura 21 C e D), além de calcita/dolomita (80%), observaram-se um enriquecimento em minerais silicatados como grãos euédricos de olivinas (10%) e diopsídio (10%). A rocha foi classificada como olivina-mármore

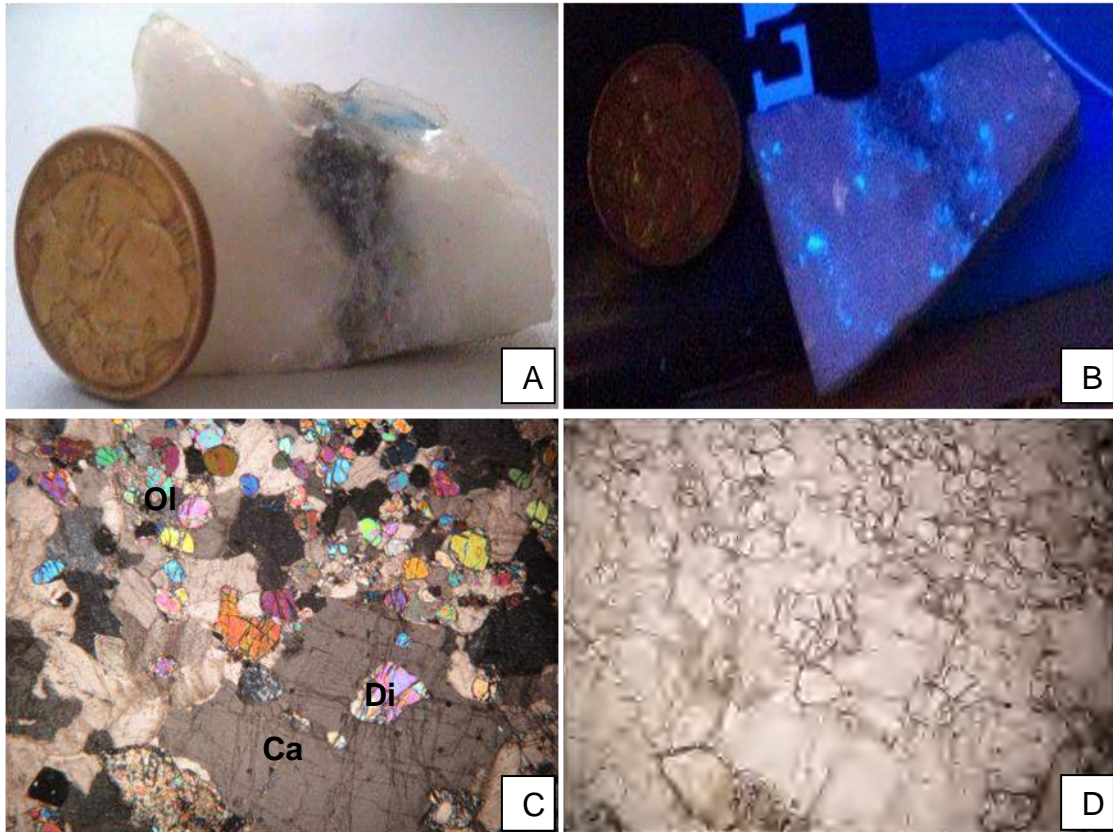


Figura 21 - Olivina-mármore da Unidade São Roque (A) Amostra da rocha sob luz comum. (B) Mesma amostra sob o mineralight de ondas curtas. (C) Fotomicrografia do olivina mármore com a presença de olivina (Ol), diopsídio (Di) e calcita (Ca). Objetiva 2,5X sob nicóis cruzados (Lâmina Mon07). (D) Mesma lâmina sob mesma objetiva, porém luz nicóis descruzados

7.2.2 Unidade Valadão

Esta unidade é limitada a noroeste pela Unidade São Roque com contato marcado pela zona de cisalhamento inferida e em contato inferido oeste pela Unidade Lorena. Esta unidade apresenta-se estruturalmente com mergulho para noroeste e *strike* regional NE-SW. Formam as maiores elevações da área principalmente pela ocorrência de quartzitos e magnetita quartzitos intercalados nos litotipos gnáissicos predominantes na Unidade. A presença de mármores é limitada

nessa unidade, rochas anfibolíticas foram descritas como enclaves ou sills e rochas calcissilicáticas ocorrem pontualmente.

A Unidade Valadão assim como a Unidade São Roque também é predominada por rochas metassedimentares, classificadas como biotita gnaisses de granulometria fina a média. Sua diferenciação em relação à outra unidade é caracterizada pela presença dos (magnetita) quartzitos e além da considerável diminuição da presença da granada na assembléia mineral dos gnaisses.

Macroscopicamente observa-se grãos equigranulares (Figura 22 A), porém também encontram-se gnaisses com pórfiros feldspáticos (Figura B). Em lâmina (Figura 22 C e D) apresentam texturas granolepidoblástica a porfiroblástica constituídas essencialmente por biotita (35%), quartzo (25%), microclina (25%), plagioclásio (10%) e minerais opacos identificados como magnetita (5%) (Figura 23 A e B). A biotita normalmente ocorre em grãos orientados bordejando porfiroblastos de microclina e plagioclásio. O quartzo apresenta formas alongadas ou recristalizadas, com extinção ondulante.

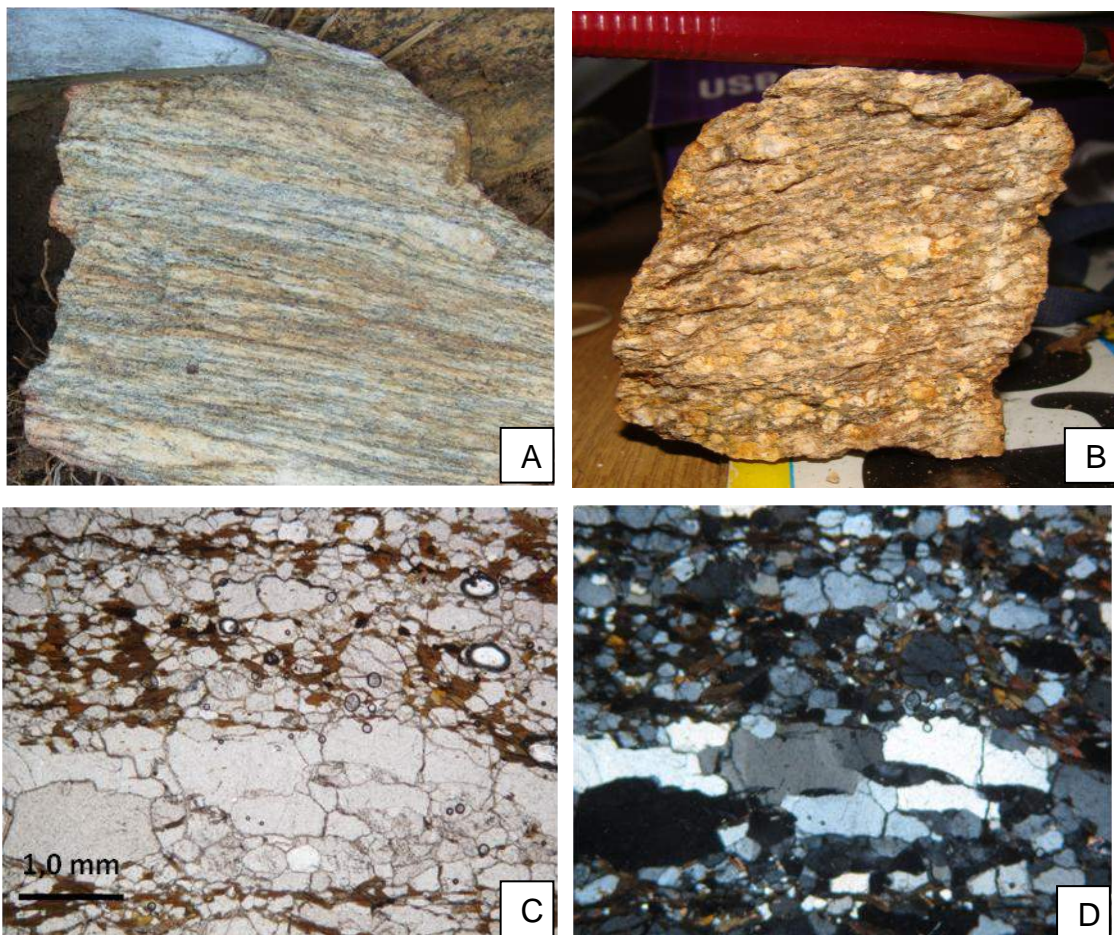


Figura 22 - Amostras de biotita gnaissse da Unidade Valadão (A) Biotita gnaissse de granulometria fina. (B) Biotita gnaissse com porfiroblastos de feldspato. (C) Fotomicrografia de biotita-gnaissse. Objetiva de 2,5x sob nicóis descruzados (Lâmina AM01). (D) Mesma lâmina sob mesma objetiva, mas sob nicóis cruzados

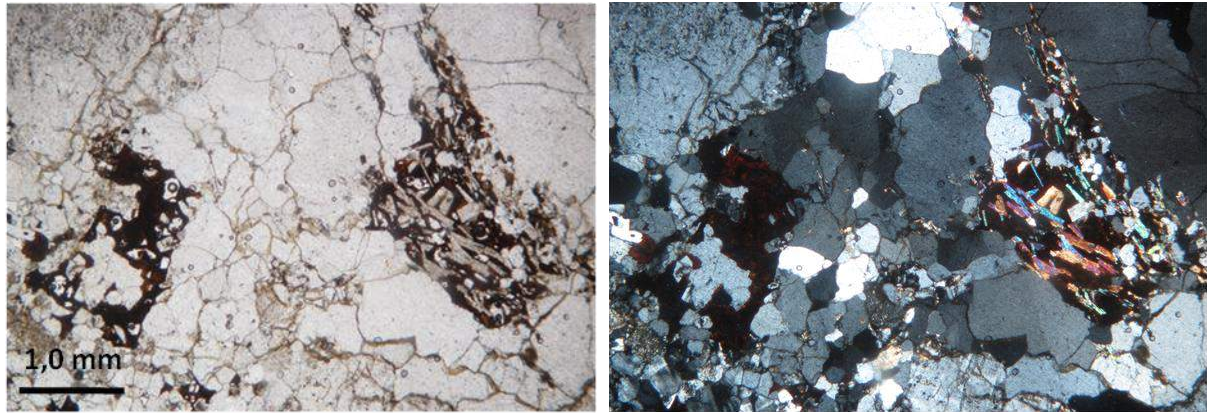


Figura 23 - Fotomicrografias de biotita gnaisse com a presença de magnetita oxidada associada com a biotita (Lâmina S2A10) (A) Nicóis descruzados. (B) Nicóis cruzados.

Magnetita quartzitos são observados formando topos de pequenos morrotes isolados. São encontrados em blocos centimétricos a métricos dispersos na superfície (Figura 24 A). Apresentam coloração esbranquiçada com variações avermelhadas à preta quando enriquecidos em magnetita. Apresentam-se homogêneas ou formando leves bandamentos (Figura 24 B) de espessura milimétrica a centimétrica, devido à alternância de bandas composicionais claras ricas em quartzo e bandas escuras ricas em óxi-hidróxidos de ferro, com forte magnetismo devido ao enriquecimento em magnetita. Em lâmina petrográfica (Figura 24 C e D), observam-se bandas ricas em quartzo, em grãos anédricos e com extinção ondulante ou em agregados equigranulares com contatos retilíneos indicando recristalização. A magnetita ocorre em bandas como cristais subédricos a euedricos associada à hematita. Esse último mineral foi identificado através da difratometria de raios-X (Figura 25).

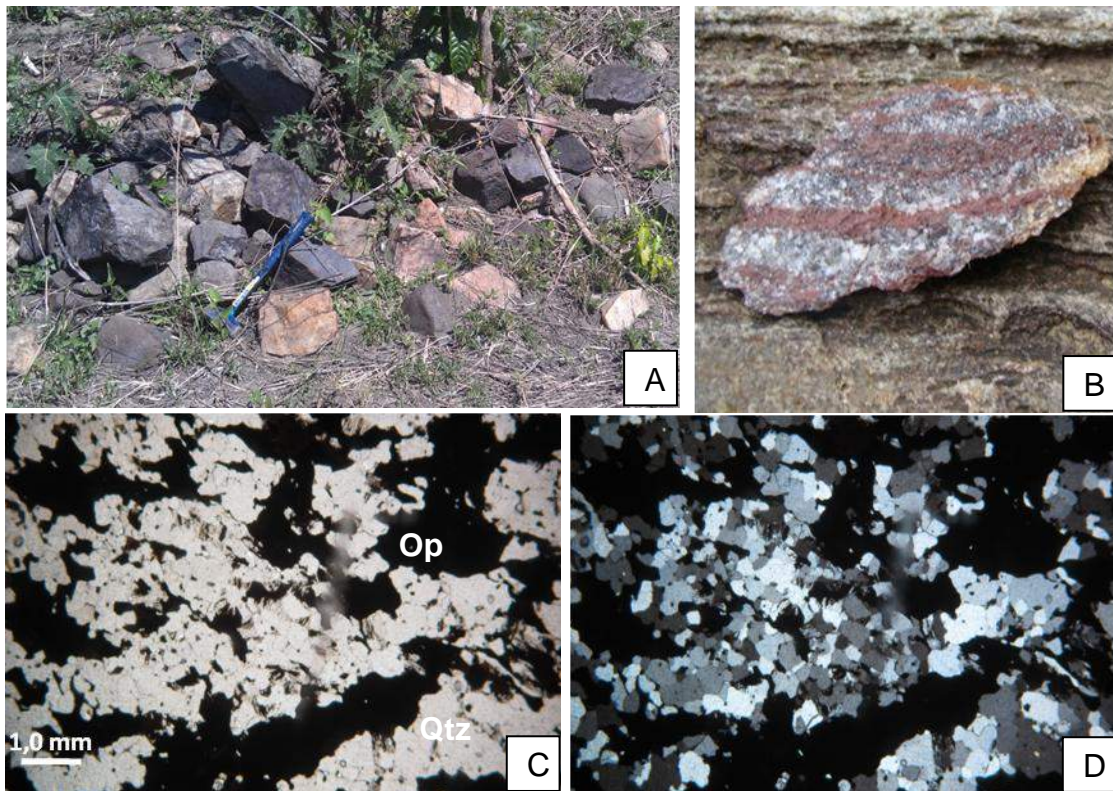


Figura 24 - Magnetita quartzito da Unidade Valadão (A) Blocos em superfície (Mon 167). (B) Detalhe de amostra com bandamento centimétrico. (C) Fotomicrografia do magnetita quartzito apresentando grãos de quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). – Objetiva de 5x sob nicóis descruzados (Lâmina Mon 02). (D) Mesma lâmina com a mesma objetiva e nicóis cruzados

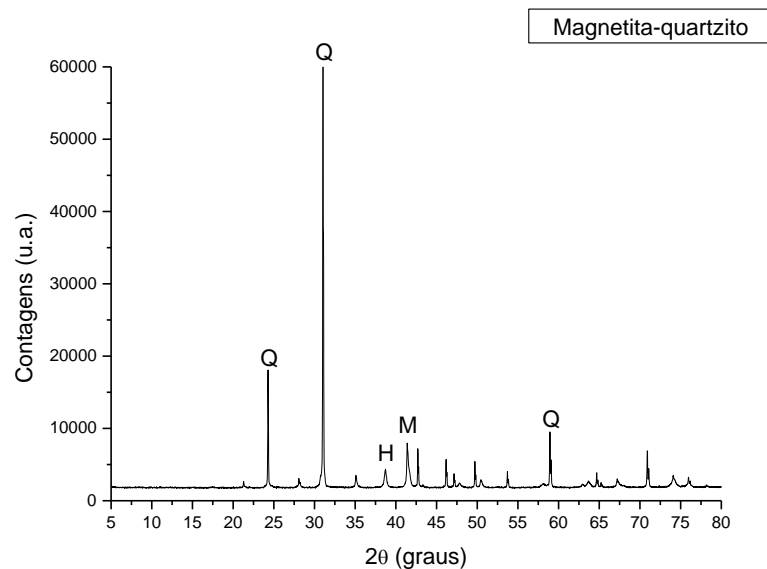


Figura 9 – Difratoograma de raios X da amostra de magnetita quartzito (CoKα (40 kV/40 mA). Legenda: Q-Quartzo, M-Magnetita, H-Hematita

Análise por fluorescência de raios X com uma amostra desta litologia (Tabela 3) indicou aproximadamente um teor de 28% de óxido de ferro e cerca de 70% de óxido de silício.

Tabela 3 - Resultado de análise química por fluorescência de raios X da amostra de magnetita quartzito

Óxido	%
SiO ₂	69,363
Fe ₂ O ₃	27,411
SO ₃	1,647
Al ₂ O ₃	1,304
Cr ₂ O ₃	0,126
Tm ₂ O ₃	0,116
MnO	0,033

Já nas áreas próximas ao contato da Unidade Valadão com a São Roque, os biotita gnaisses apresentam-se intensamente milonitizados (Figura 26 A) com estruturas como estiramento mineral, fitas de quartzo (Figura 26 B) e com uma granulometria mais reduzida. Mello (2013) considera os gnaisses intensamente milonitizados encontrados entre as Unidades São Roque e Valadão, formados a partir de efeitos causados por uma estrutura rúptil inferida que consiste em uma falha de empurrão de baixo ângulo, que atravessa toda região de nordeste a sudoeste.

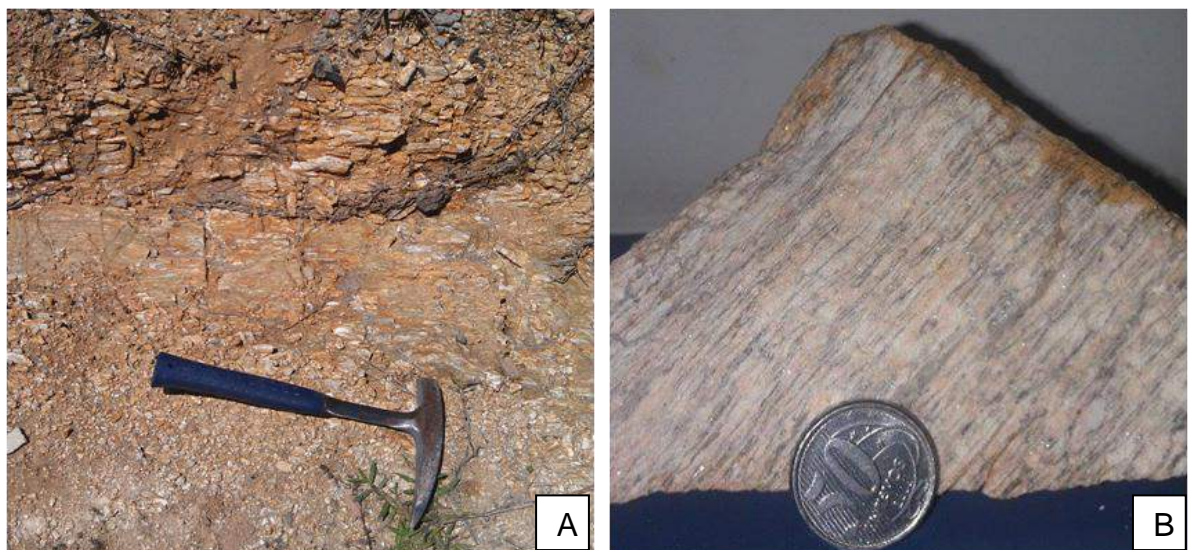


Figura 26 - Milonitos da Unidade Valadão A) Afloramento mostrando forte estiramento mineral sob os gnaisses feldspáticos. (B) Amostra de um gnaisse milonitizado apresentando fitas de quartzo.

Diversos afloramentos e lavras abandonadas de mármore dolomítico são na Unidade Valadao e representados principalmente pelos afloramentos Mon 169, Mon 34 e Mon 199 podendo haver continuidade entre estas ocorrências. O primeiro deles representa uma pequena ocorrência observada a partir de diversos blocos aflorantes em superfície, estando em contato com os gnaisses milonitizados da unidade. O segundo ponto está relacionado com uma antiga lavra abandonada (Figura 27 A) que, segundo Mello (2013) é formada por duas lentes de mármore. Uma delas tem espessura de aproximadamente 3 metros enquanto que a segunda possui aproximadamente 1,5 metro (Figura 27 B). A lente mais espessa já foi explorada, tendo sido extraído um volume de cerca de 1300 m³ ou de 2600 toneladas, considerando a densidade do mármore como 2 t/m³. Um perfil do afloramento citado encontra-se na Figura 28.

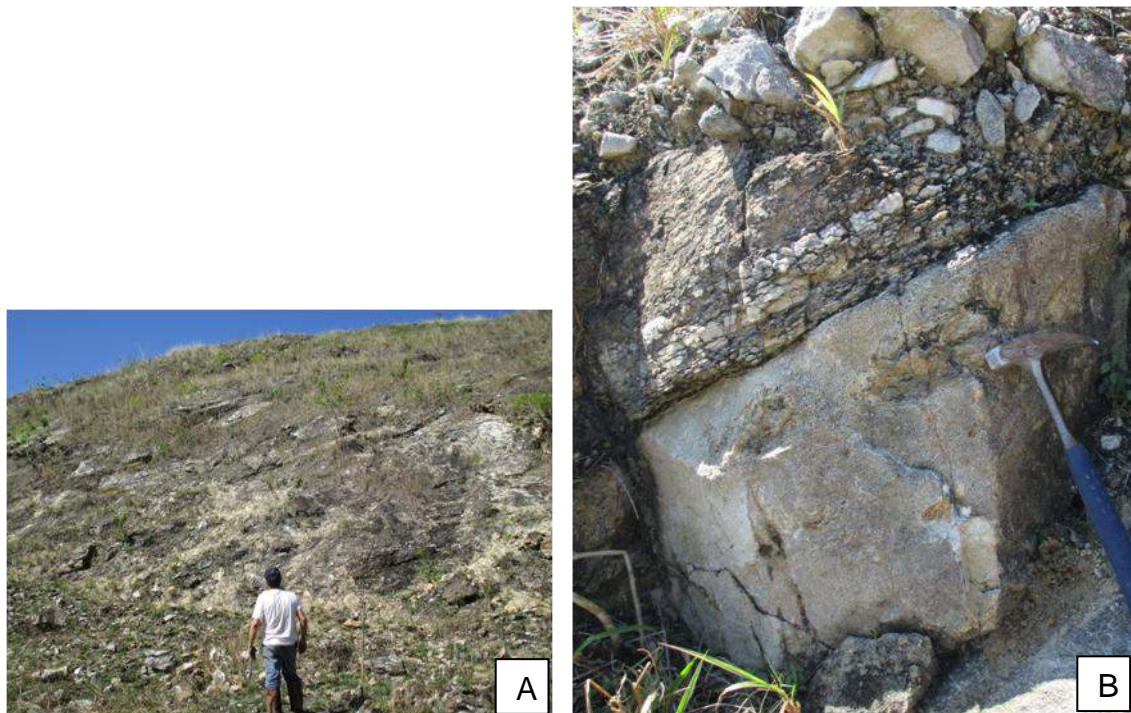


Figura 27 - Mármore dolomítico da Unidade Valadao. (A) Frente de lavra abandonada. (B) Lente menos espessa ainda não lavrada

Perfil de Detalhe da Região da Lavra
Perfil C - D

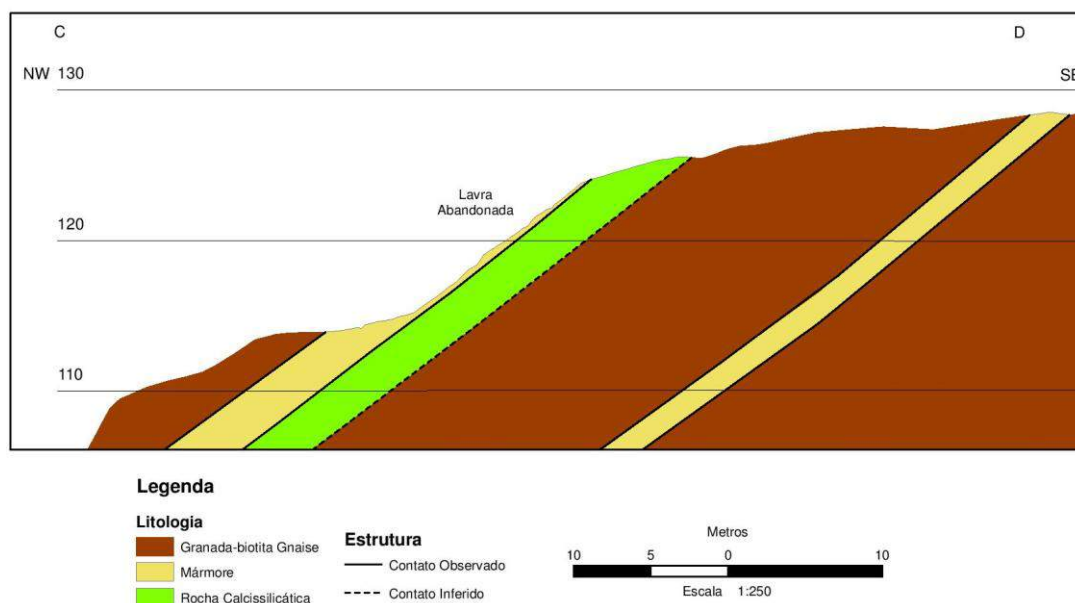


Figura 28 - Perfil detalhado da lavra paralisada de mármore (Ponto Mon 34) (Fonte: Mello (2013)).

O limite superior da lente mais espessa é dado pelo biotita gnaise característico da unidade Valadão enquanto que o contato inferior próximo é feito com rocha calcissilicática. Uma amostra deste mármore dolomítico foi analisada em fluorescência de raios X (Tabela 4) tendo apresentado um teor considerável de óxido de cálcio (90%) e de magnésio (4,82%). Essa presença do óxido de magnésio poderia caracterizar efeitos de dolomitização e um processo secundário depositando carbonato de magnésio.

Tabela 4 - Resultado de análise química por fluorescência de raios X da amostra de mármore dolomítico

Óxido	%
CaO	90,004
MgO	4,819
SiO ₂	3,454
Fe ₂ O ₃	0,814
SO ₃	0,73
MnO	0,075
SrO	0,072
CuO	0,033

A terceira ocorrência de mármore na Unidade Valadão é representada por uma lavra abandonada com blocos cortados, onde a vegetação recobriu a maior parte do afloramento, impedindo a sua observação.

Rochas básicas metamorfizadas são observadas na Unidade Valadão e foram definidas como anfibolitos. Algumas ocorrências nesta unidade são observadas “in situ”, sob a forma de xenólitos anfibolíticos (Figura 29 A) ou também como estrutura de *sill* metamorfizado de espessura métrica (Figura 29 B) (Mon 40) caracterizados como intrusões tardias. São rochas de granulação variada, de coloração predominantemente preta à verde escuro de foliação incipiente, com porfiroblastos de plagioclásio. No ponto Mon 40 foi observado o acúmulo de minerais segregados caracterizando uma possível textura ígnea cumulática (Figura 29 C), assim como também uma migmatização, formada pela alternância de bandas mais claras e bandas mais escuras (Figura 29 D). Análises petrográficas (Figura 30 A e B) revelam que estas rochas possuem textura granonematoblástica e são formadas predominantemente por anfibólio (hornblenda) (75%), plagioclásio (20%) e minerais opacos como acessório (5%), posteriormente identificados em MEV como sulfetos.

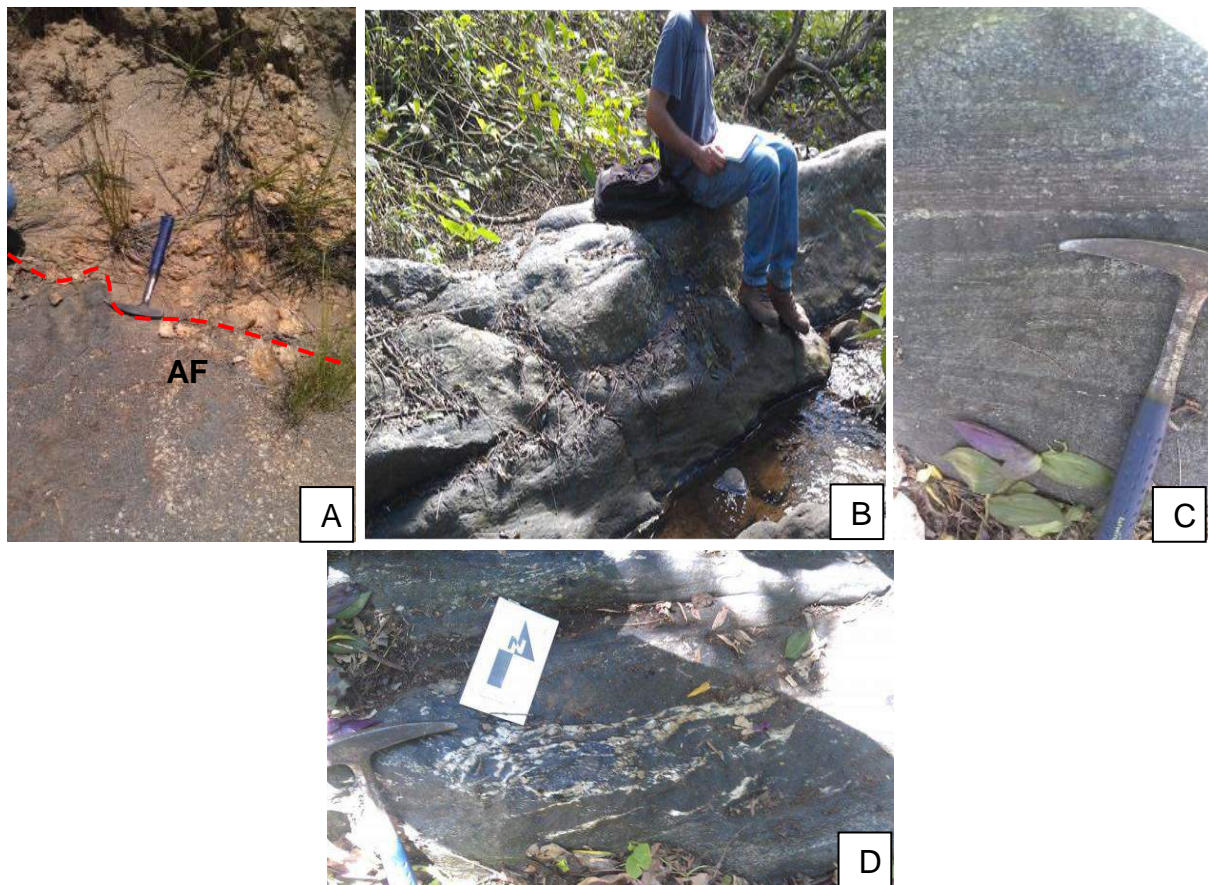


Figura 29 – Rochas anfibolíticas da Unidade Valadão (A) Enclaves anfibolíticos (AF) destacados com pontilhado vermelho em gnaisses milonitizados. (B) Afloramento de anfibolito de espessura métrica caracterizado como um sill metamorfizado (C) Anfibolito com textura ígnea cumulática (D) Anfibolito com bolsão migmatizado

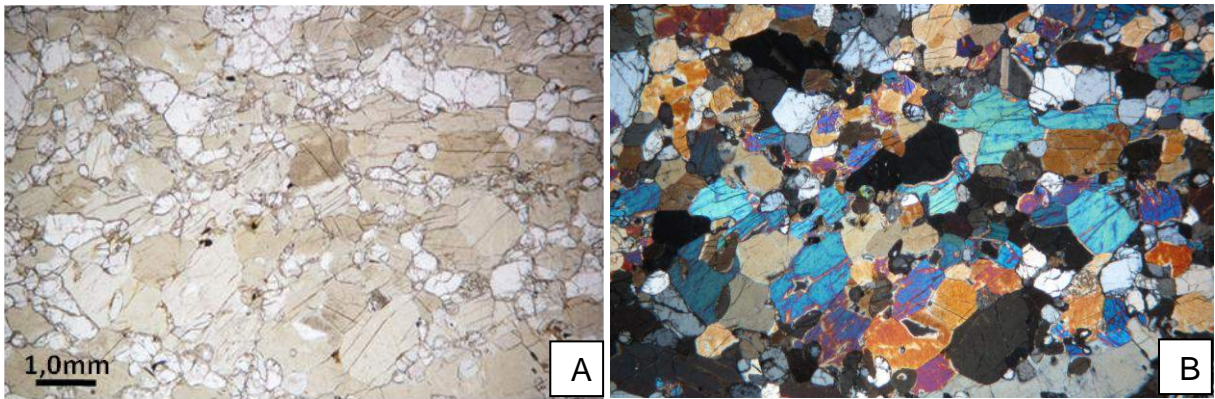


Figura 30 - Fotomicrografias de rochas anfibolíticas da Unidade Valadão. (A) Fotomicrografia sob nicóis descruzados com objetiva de 2,5x, caracterizando o pedomínio de anfibólio (hornblenda) (Hb) sobre plagioclásio (Pl) (Lâmina X33). B) Mesma lâmina, porém nicóis cruzados

Para a identificação dos minerais opacos, analisou-se uma amostra ao MEV, tendo sido constatada a presença de pirita (Pr) (cor cinza clara) com pórfiros de escapolitas (Es) (Figura 31).

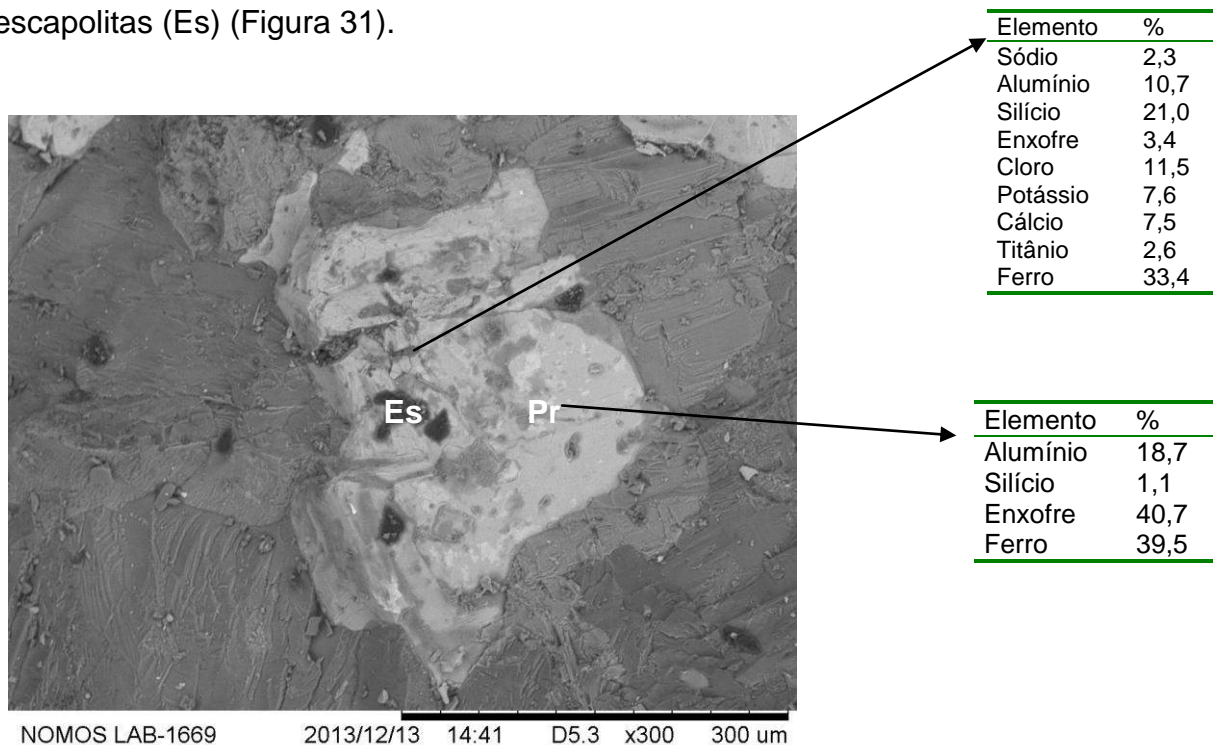


Figura 31 - Observações em MEV de sulfetos e escapolitas em ortoanfíbolitos da Unidade Valadão e suas composições elementares, grão de pirita em cinza claro e pórfiros de escapolita em preto.

Assim como na Unidade São Roque, ocorrências de rochas calcissilicáticas são também observadas na Unidade Valadão, porém em quantidades bem menores e de assembléia mineralógica semelhante. Próximo ao ponto Mon 175 encontrou-se um bloco de rocha com mineralização de scheelita percolando veios silicosos (Figura 32 A). Análises petrográficas (Figura 32 C e D) mostram que a mineralização de scheelita (Sc) aparece formada ou remobilizada em veios de quartzo (Qz) que

percolam a matriz calcissilicática, composta principalmente por piroxênios (augita e diopsídio). Observou-se também que a amostra apresentava três diferentes intensidades de brilho sob o *mineralight* de ondas curtas: azul claro a branco, azul escuro e verde (Figura 32 B). Análises por difratometria de raios X (Figura 33) revelaram que esta amostra é composta essencialmente por quartzo, diopsídio, hornblenda e scheelita.

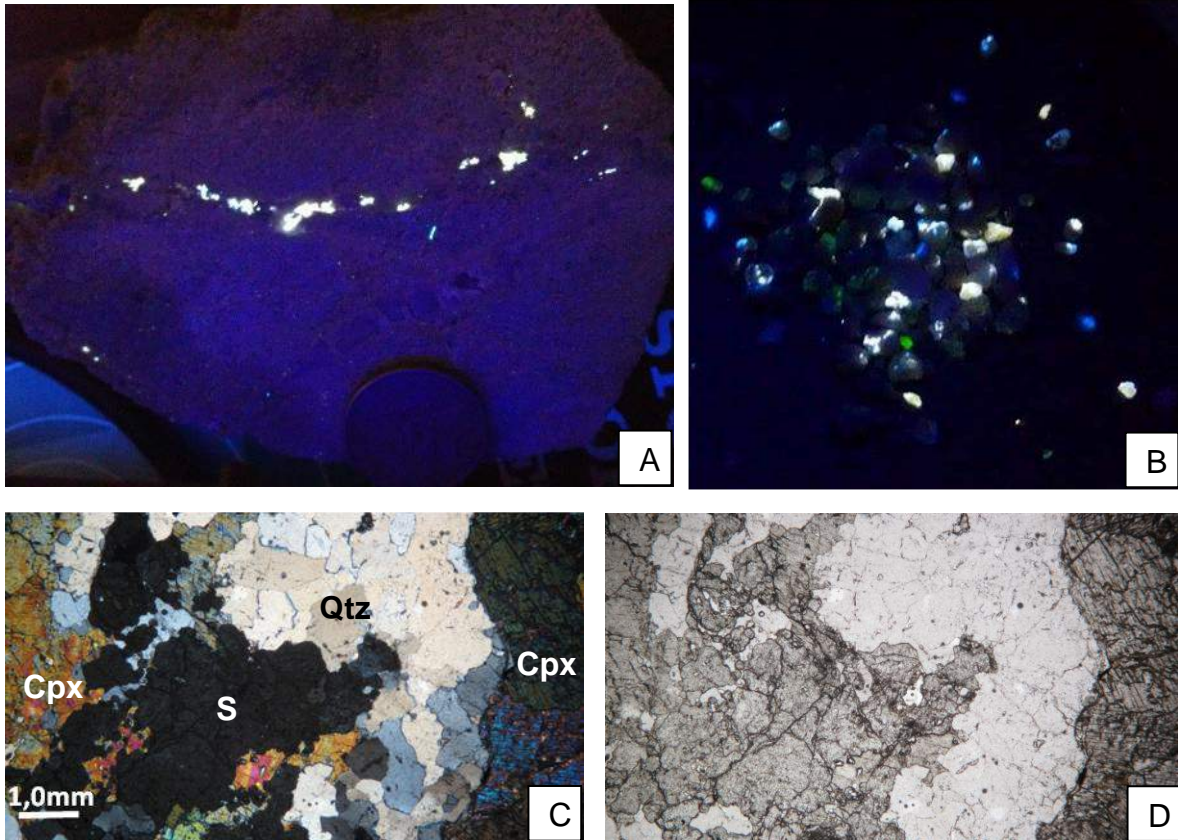


Figura 32 - Rochas calcissilicáticas da Unidade Valadão. (A) Amostra mineralizada em scheelita sob o *mineralight* de ondas curtas (Ponto Mon 175). (B) Grãos fluorescentes em três diferentes intensidades. (C) Fotomicrografia da amostra mineralizada sob luz polarizada cruzada apresentando quartzo (Qtz), scheelita (Sc), e clinopiroxênio (Cpx). Objetiva de 2,5x com luz polarizada descruzada (Lâmina X30). (D) Mesma lâmina e amostra mas sob luz polarizada cruzada.

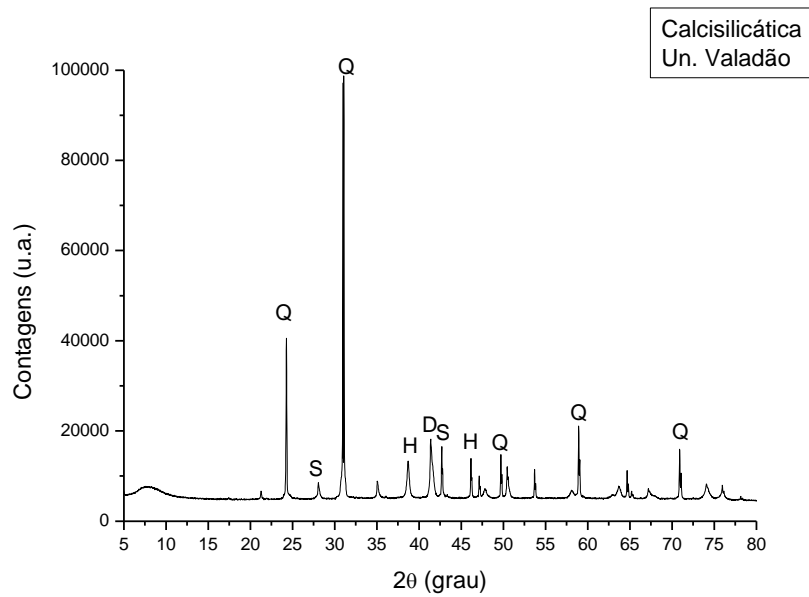


Figura 33- Difratoograma de raios X da amostra de rocha calcissilicática da Unidade Valadão (Ponto Mon 175) (CoK α 40 kV/40 mA). Legenda: Q-Quartzo, H-Hornblenda, D-Diopsídio, S-Scheelita.

De forma a entender as variedades de colorações fluorescentes encontradas na amostra, individualizou-se os grãos conforme sua coloração de fluorescência característica, separando-se em três amostras diferentes que foram verificadas mineralogicamente através da espectrometria Raman. Conforme observado no espectrograma à seguir (figura 34), confirmou-se a mineralização de scheelita nos grãos que apresentaram fluorescência azul-clara a branca:

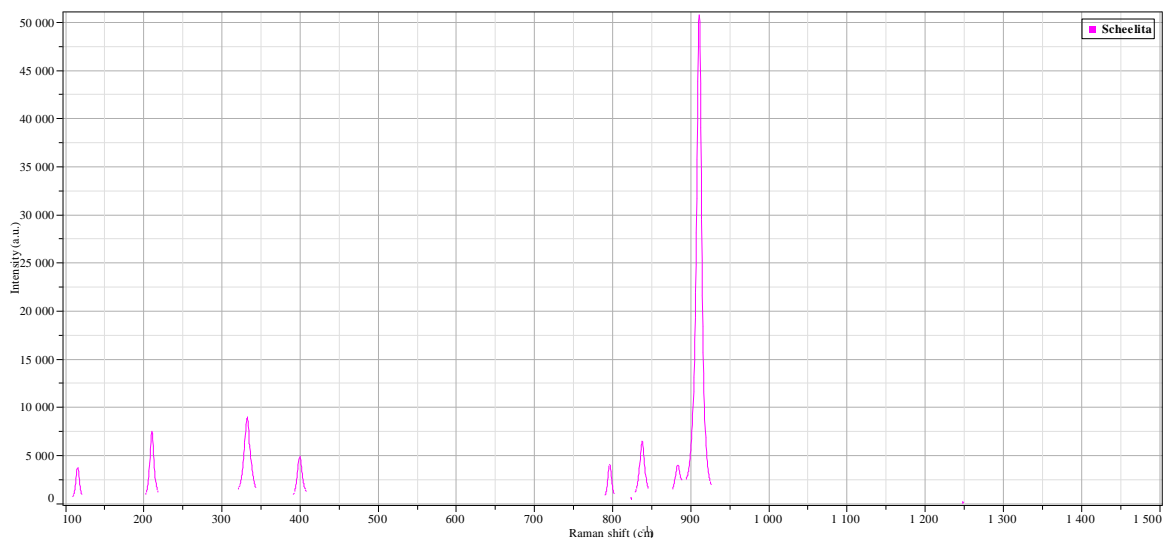


Figura 34 - Espectro Raman de grãos com fluorescência azul clara a branca (comprimento de onda de 514 nanômetros).

Os grãos com fluorescência azul-escura, assim como os grãos fluorescentes já observados em mármore dolomíticos da Unidade São Roque, foram caracterizados pela difratometria Raman como diopsídio (Figura 35):

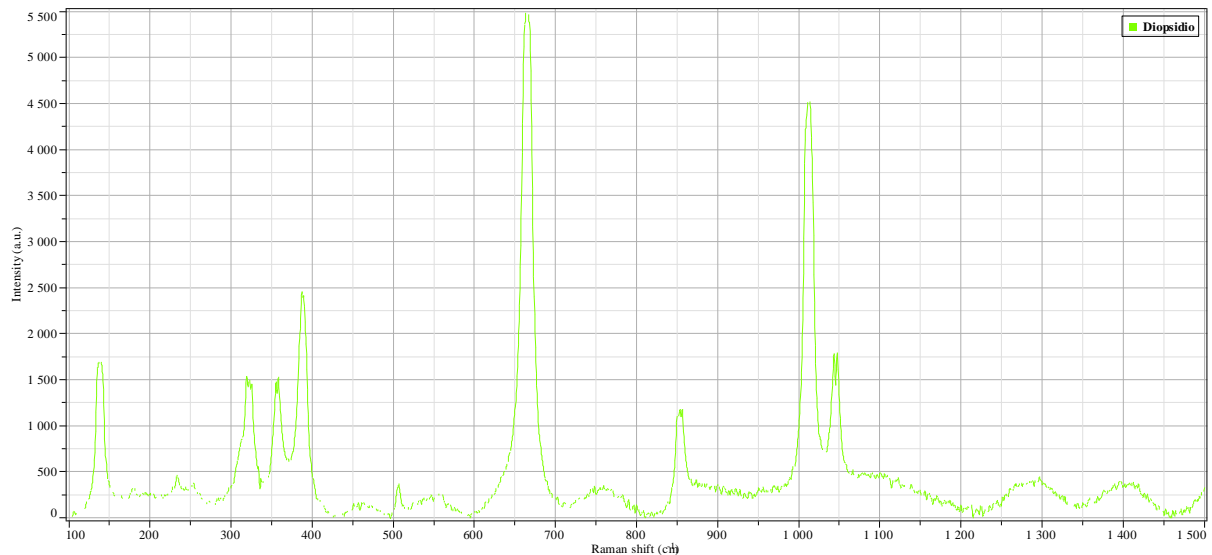


Figura 35 - Espectro Raman para mineralizações de diopsídio em grãos com fluorescência azul escuro (comprimido de onda de 514 nanômetros).

Os grãos de coloração verde foram analisados duas vezes em espectrometria Raman e com repetição do mesmo resultado identificando o mineral como o de quartzo (Figura 36):

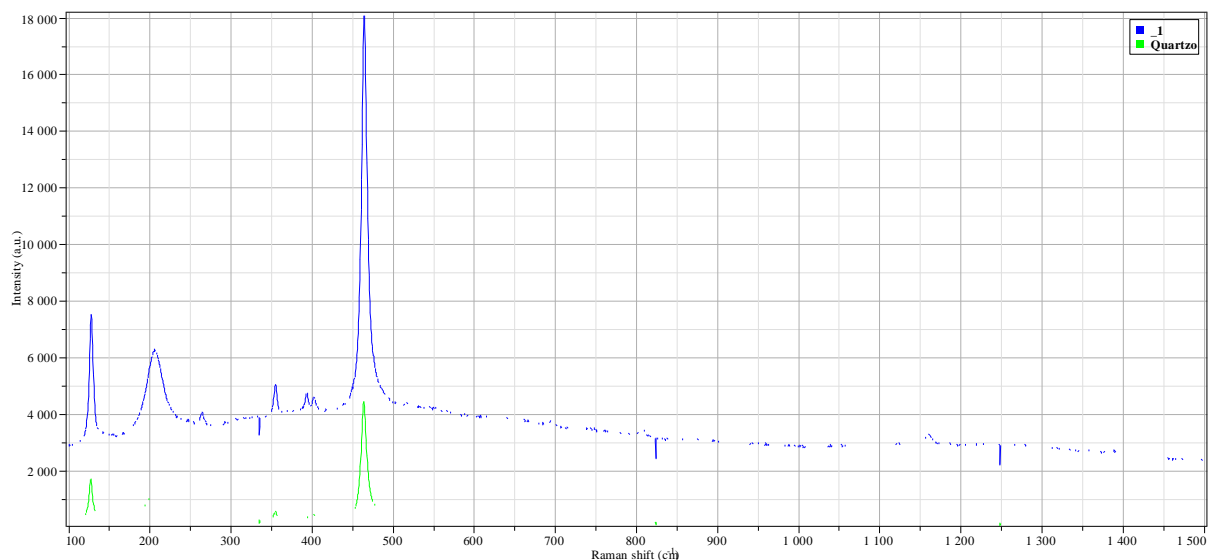


Figura 36 - Espectro Raman para mineralizações de quartzo em grãos com fluorescência (comprimido de onda de 514 nanômetros).

Com o objetivo de investigar a coloração esverdeada apresentada pelos grãos, utilizou-se também o MEV (Figura 37). Os grãos estudados apresentaram-se predominantemente homogêneos, formados por SiO_2 .

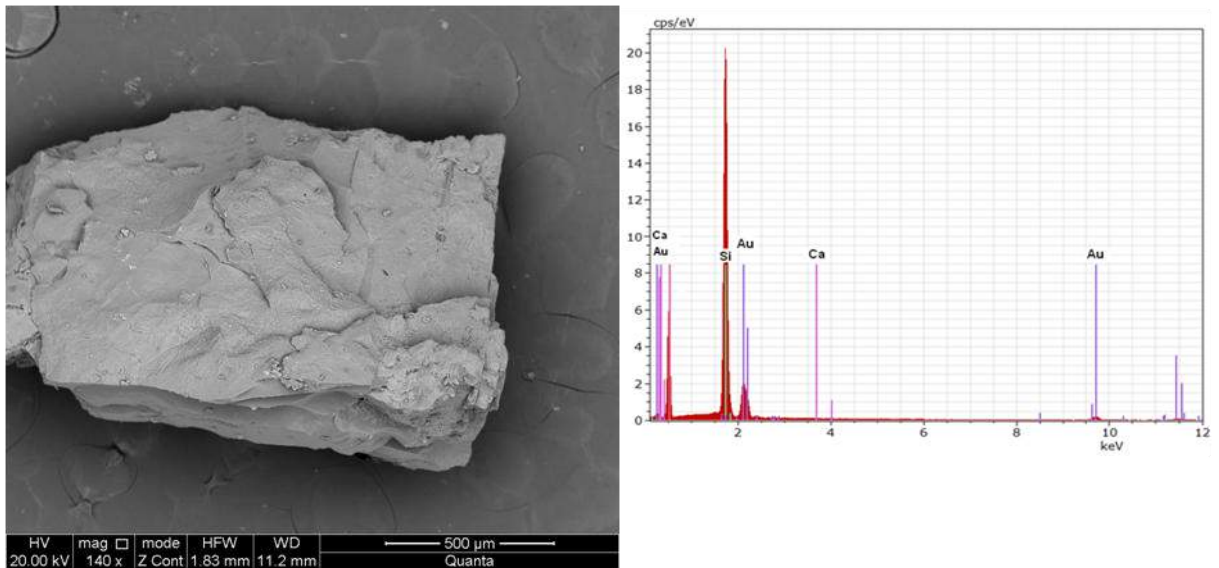


Figura 10 - Imagem em MEV de grão homogêneo de quartzo fluorescente de cor verde e análise química semiquantitativa (EDS).

Caracterizou-se estes grãos como uma variedade da opala denominada hialita, onde segundo Robbins (1983) é um mineral que apresenta coloração fluorescente verde por conter traços de urânio.

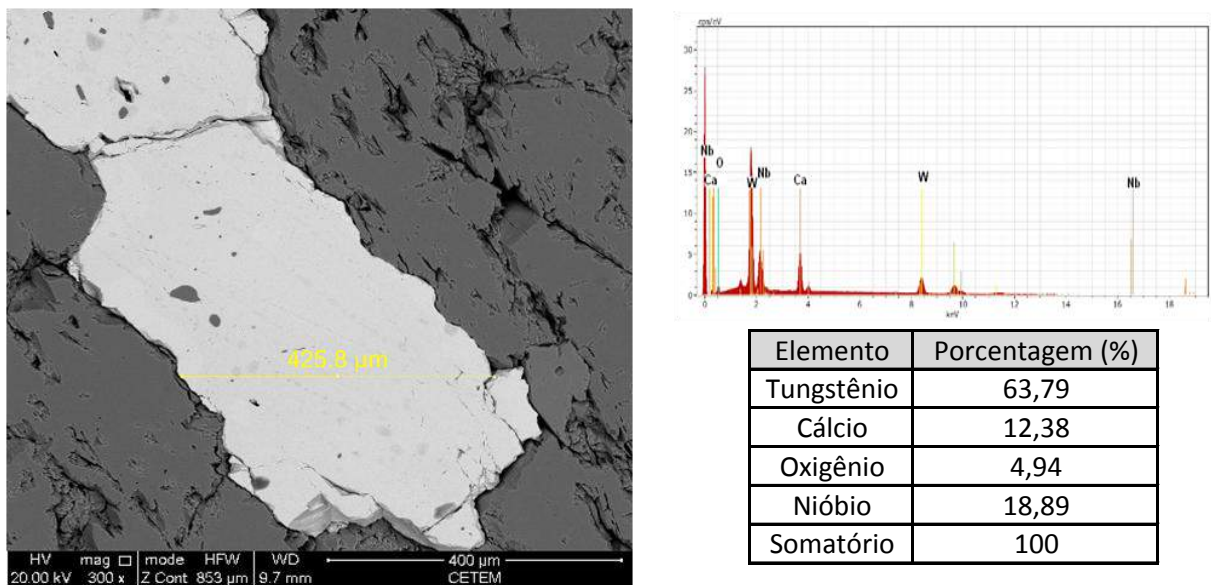


Figura 38 - Imagem em MEV de scheelita com tons homogêneos de cinza claro em matriz calcissilicática com e análise química semiquantitativa (EDS) apresentando picos de cálcio e tungstênio e tabela

Verificou-se que diferentemente da scheelita observada na Unidade São Roque, a mineralização encontrada na unidade Valadão, em pelo menos uma ocorrência, apresentou grãos mais grossos e concentrados no veio quartzoso.

7.2.3 Unidade Lorena

Esta unidade está localizada no extremo sudeste da área de estudos estando em contato gradual com as litologias metassedimentares da Unidade Valadão. A unidade é dominada por litotipos ortognáissicos, limitando a ocorrências de possíveis litotipos fontes para a mineralização de scheelita, fato que limitou sua observação a caracterizações macroscópicas de campo. Nesta unidade, verificou-se duas variedades litológicas principais, a primeira caracterizadas como um ortognaisse bem foliado com a presença de pórficos centimétricos alongados de feldspato (microclina) com o restante da mineralogia sendo composta por grãos submilimétricos de biotita, o que confere às rochas uma textura facoidal ou “augen” (Figura 39 A). A segunda litologia observada são corpos graníticos acimentados, de granulometria média, exibem uma foliação incipiente e são compostos fundamentalmente por quartzo, plagioclásio, biotita. Estas rochas foram interpretadas como um biotita gnaisse de origem ígnea (Figura 39 B). Esta unidade provavelmente representa o embasamento das sequências metassedimentares da área, com uma origem ígnea dos seus protólitos

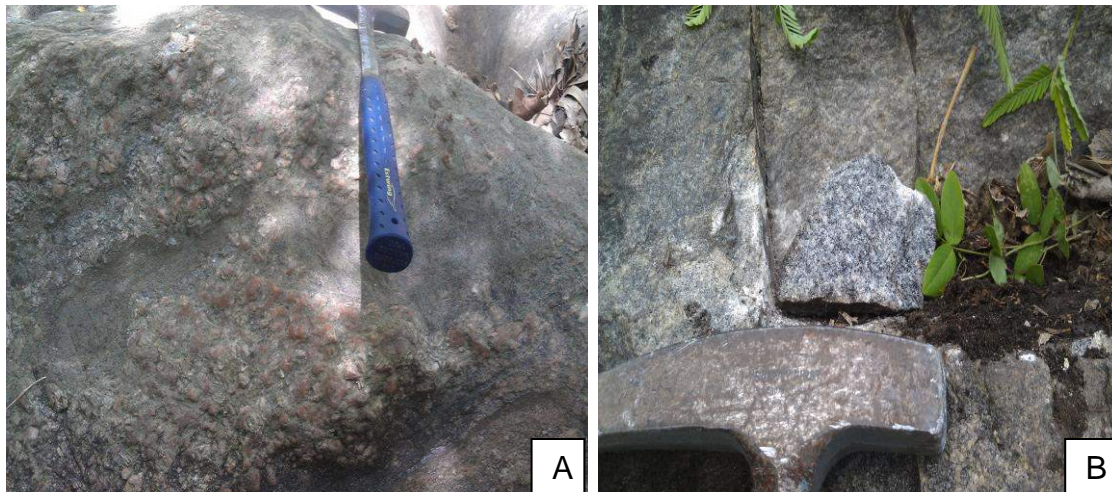


Figura 39 - Litotipos observados da Unidade Lorena (A) Afloramento de um *Augen* gnaisse feldspático. (B) Rocha granítica acimentada.

7.2.4 Rochas intrusivas

Ocorrências de intrusões graníticas foram observadas principalmente na Unidade Valadão. É difícil avaliar com exatidão o tamanho e a geometria destes corpos sem dados geofísicos, principalmente a gravimetria para delinear os

contatos, profundidade da intrusão, entre outros parâmetros. Com isso as ocorrências tiveram suas dimensões estimadas e inferidas por duas formas: observações dos poucos afloramentos e blocos rolados de rocha além da observação da topografia mais elevada. Foram observadas principalmente duas variedades graníticas intrusivas, o primeiro (Mon 163) foi classificado como um microclina granito porfiróide. Este é holocristalino, fanerítico e apresenta megacristais de microclina, o que resulta em uma coloração rósea-amarronzada. O tamanho dos fenocristais de feldspato potássico geralmente está na faixa de 1 a 10 mm, apresentando textura porfiróide, com o restante da mineralogia sendo composta por grãos submilimétricos de biotita. Esta litologia apresenta semelhanças ao litotipo ortognáissico da Unidade Lorena, porém seus megacristais apresentam-se sem formas alongadas. O segundo corpo granítico intrusivo (Mon 173) foi classificado como um sienogranito (Figura 40 A). Este é equigranular, holocristalino, fanerítico, com granulometria média a grossa. A presença de minerais máficos é pequena (cerca de 10%), o que caracteriza seu índice de cor como leucocrático. Em análises petrográficas (Figura 41 A e B), observou-se a presença de cristais idiomórficos tabulares de microclina com textura mirmequítica (50%), quartzo (40%) e lamelas hipidomórficas isoladas de biotita (10%). Em geral, essas rochas são cortados por um conjunto de veios aplíticos e pegmatíticos quartzo-feldspáticos de espessura decimétrica (Figura 40 B).



Figura 40 – Intrusões graníticas (A) Amostra de rocha do sienogranito (B) Afloramento com veios pegmatíticos decimétricos

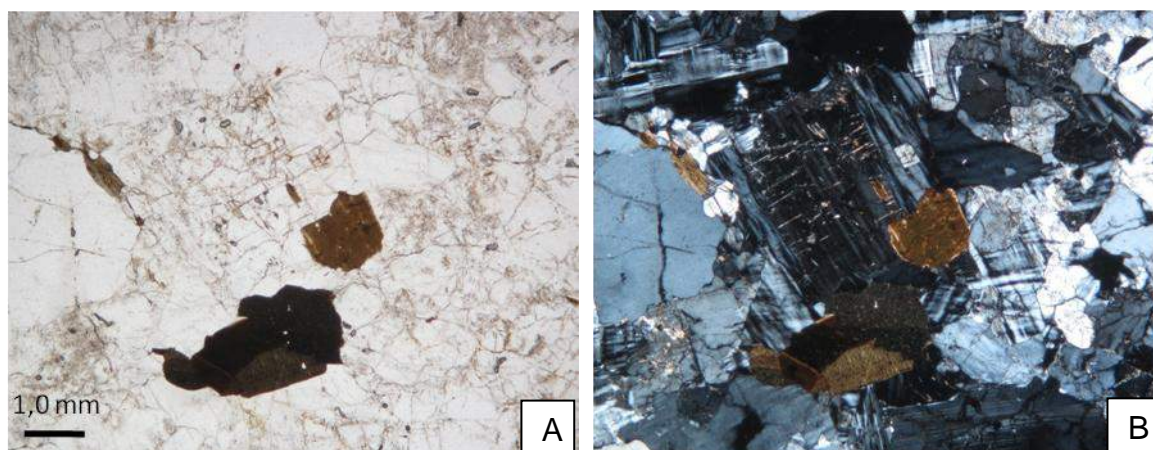


Figura 41 - Fotomicrografias do sienogranito (A) Fotomicrografia do sienogranito com a presença de microclina (Mi), quartzo (Qz) e biotita (Bi) (Lâmina X32). Objetiva de 2,5x sob nicóis descruzados (B) Mesma lâmina sob mesma objetiva, mas sob nicóis cruzados.

Pegmatitos e aplitos são observados mais frequentemente cortando rochas da Unidade Valadão, mas não limitados a esta unidade. São corpos tabulares com mergulhos subverticais de granulometria grossa, ocorrendo muitas vezes em veios de espessura centimétrica, podendo em alguns locais apresentar espessura métrica. As ocorrências observadas apresentam uma mineralogia com grãos grossos de muscovita, plagioclásio, além do intercrescimento orientado entre o quartzo e o feldspato caracterizando a textura gráfica. Alguns afloramentos apresentam minerais acessórios como turmalina preta, magnetita e monazita. No ponto Mon 109 (Figura 42 A), para além dos minerais principais, são observados cristais bem formados de berilo, algumas vezes de coloração azul (variedade água-marinha), mas em maior proporção cristais esverdeados (Figura 42 B). Turmalina centimétrica bem formadas pode ser também observada.

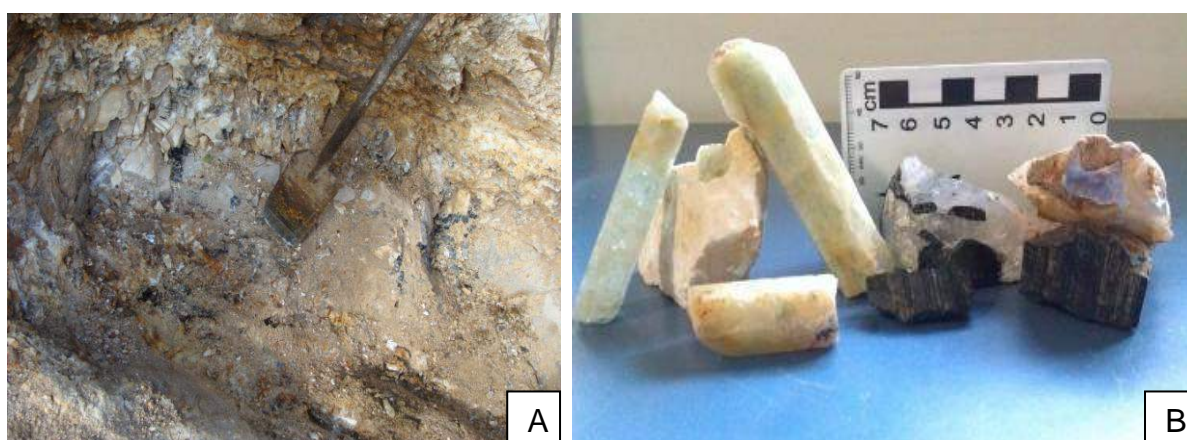


Figura 42 - Pegmatito mineralizado em berilo. (A) Veio centimétrico mineralizado. (B) Cristais centimétricos de berilo de colorações variadas e turmalinas escuras.

Diques máficos são observados cortando rochas das Unidades São Roque e Valadão. São corpos ígneos intrusivos predominantemente tabulares e subverticais de espessuras que variam desde poucos centímetros até espessuras superiores a 50 metros. Apresentam textura predominantemente afanítica, mostram-se comumente em blocos rolados e com formas arredondas característica do intemperismo químico atuante. Estes corpos foram caracterizados como diques de diabásio, onde é possível observar em alguns locais, a formação de obsidianas pelo rápido resfriamento do magma.

7.3 Metamorfismo local

O metamorfismo regional da área foi classificado como de alto grau metamórfico podendo atingir fácies granulito pela presença de dois minerais diagnósticos para tal: presença de olivina em mármores magnesianos e ortopiroxênio hiperstênio verificado em lâmina de rochas básicas (anfibolitos). Segundo Yardley (1994), assembléias compostas por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio são estáveis em pressão de 5 kbar e temperatura média de 900°C, indicando condições de fácies granulito de baixa pressão. O autor caracteriza ainda a fácies granulito pela presença de minerais anidros como piroxênio e granada, além de quartzo e feldspatos em determinadas rochas. Estas rochas não apresentam mais muscovita, mas podem conter biotita e hornblenda.

Quartzo, titanita, zircão e opacos podem ocorrer como minerais acessórios e epidoto, escapolita e clorita são minerais retrometamórficos. Os minerais observados são predominantemente anidros, porém a observação de muscovitas em algumas lâminas de gnaisses metapelíticos podem caracterizar vestígios de que ainda há a presença de rochas caracterizadas como de fácies anfibolito, uma vez que muscovitas são ausentes em litologias classificadas como de fácies granulito.

Durante as investigações de campo, não se observou a presença de auréolas metamórficas e nem o contato direto entre corpos graníticos com rochas hospedeiras como as rochas calcissilicáticas. Porém existem evidências de atividades metassomáticas na região como a observações de corpos graníticos e a presença de escapolitas encontrada em diversas análises petrográficas de rochas calcissilicáticas, onde segundo Aitken (1983) são minerais comuns em rochas metamórficas desde fácies xisto-verde a granulito, sendo também estáveis sobre condições magmáticas de metassomatismo. Sua ocorrência indica uma reação

metasomática com plagioclásio quando da interação de flúidos ricos em elementos voláteis como Cl^- , SO_4^{2-} ou CO_3^{2-} . A substituição de plagioclásio por escapolita indica temperaturas inferiores a 625°C , pressão em torno de 5 kb e CO_2 presente. Segundo Gómez-Pugnaire et al. (1994), os minerais do grupo da escapolita tem recebido considerável atenção em estudos petrológicos devido ao seu potencial de indicar a temperatura para as condições da fácies granulito (CO_3 escapolita).

8 DISCUSSÕES

O principal objetivo do presente trabalho foi o de contribuir e aprofundar o conhecimento geológico e metalogenético da região, principalmente sobre a investigação da litologia fonte da scheelita encontrada em concentrados de bateia por Pereira e Santos (1992), sendo elas encontradas nas rochas calcissilicáticas das Unidades São Roque e Valadão.

Para analisar o melhor enquadramento tipológico destes depósitos, é necessária uma caracterização paleoambiental das unidades. Evidências observadas na Unidade Valadão sugerem que esta provavelmente representa rochas de origem sedimentar interpretada como tendo sido depositadas em ambiente de plataforma rasa a transicional, no contexto de bacias epicratônicas.

Os magnetita quartzitos da Unidade Valadão, ocorrem intercalados em quartzitos puros e nos biotita gnaisses, são rochas de ocorrência pouco comum, sendo observadas sustentando morrotes abaulados em meio ao relevo colinoso devido maior resistência desta litologia ao intemperismo, sendo caracterizadas como rochas metassedimentares com provável origem química-exalativa. Suas ocorrências são encontradas em topos de morros isolados, mas possivelmente essas ocorrências possuem ligações, tratando-se assim de um corpo mineralizado de extensões quilométricas. Essa rocha pode ser caracterizada como uma formação ferrífera, segundo critérios de James (1954) que define esta formação como sendo formada por uma sedimentação química, tipicamente em finas bandas, contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar normalmente, mas não necessariamente contendo camadas de chert

Os magnetita quartzitos são formados em ambiente com contribuições exalativas devido a sua pequena espessura e associações litológicas em condições predominantemente calmas, com sedimentação química em profundidades rasas. Já os granada-biotita gnaisses da Unidade São Roque, são litotipos francamente de origem metapelítica e com intercalações de rochas calcissilicáticas. Estas rochas representariam uma associação característica de transição de um ambiente mais raso (Unidade Valadão) para um ambiente marinho mais profundo, relacionado a bacias oceânicas num processo associado a transgressões marinhas de baixa energia.

Dutra (2013) cita ainda que em Riofinex (1977), é feita uma correlação entre genética entre os magnetita quartzitos da Unidade Valadão com as rochas

calcissilicáticas da Unidade São Roque, porém exclui a hipótese de uma origem por exalação submarina às rochas calcissilicáticas devido a suposta ausência de metabasitos na unidade. No entanto, os trabalhos de campo efetuados tanto na área de Rio Claro/Lídice como também em Cacaria/Monumento, identificaram rochas anfíbolíticas, confirmando assim, a hipótese de influência exalativa na região. Esta associação destaca uma contribuição de fontes hidrotermais submarinas nas unidades, deixando clara a relação das rochas metassedimentares com o substrato marinho.

Assim como o modelo de mineralização observado em Plimer (1987) e Tweto (1960) pode-se associar a mineralização tungstanífera da Unidade São Roque como depósitos de scheelita estratiforme associadas com exalações submarinas hospedados em rochas calcissilicáticas de idades pré-cambrianas, que sofreram pela atuação do metamorfismo regional e sem relação com plútons intrusivos

As rochas calcissilicáticas, de caráter regional, descritas nesta unidade seriam derivadas do metamorfismo de carbonatos dolomíticos impuros ou evaporitos. Estas rochas estão presentes em um pacote estratigráfico que contém uma variedade de rochas caracterizadas como exalitos, a exemplo de Namaqualand e Broken Hill Block. Mostra elevado conteúdo de tungstênio, o que pode ser resultado de contribuições de fontes submarinas (Plimer, 1987). O autor ainda afirma que o enriquecimento de tungstênio em exalitos mostra que este elemento pode ser um componente em sistemas de fontes submarinas exalativas, como por exemplo, nas formações ferríferas de Greenland em Plimer (1987 apud APPEL, 1986).

A associação de formações ferríferas, rochas grafitosas (encontrados em Lídice/Rio Claro) e metabasitos representaria um amplo quadro hidrotermal marinho. Formações ferríferas quando associadas a sequências vulcânicas ou vulcanossedimentares, são geralmente consideradas como indicadoras de ambientes exalativos submarinos. O material carbonoso observado na região de Lídice/Rio Claro é mais uma forte evidência a confirmar a hipótese de um modelo vulcânico-exalativo/hidrotermal. Isto torna com que este modelo seja o mais adequado para explicar a origem do ferro e da sílica, constituintes das formações ferríferas, assim como do tungstênio. A proliferação de organismos simples e/ou complexos são atualmente encontrados em áreas de exalação hidrotermal, bem como em suas proximidades. Este fato implica em uma possível fonte de carbono orgânico para os litotipos grafitosos na área de Lídice/Rio Claro, apesar dos mesmos não terem sido encontradas em Cacaria/Monumento.

Apesar de todas estas evidências para um contexto de mineralização de scheelita, segundo um modelo vulcânico-exalativo tendo em vista as mineralizações na Unidade São Roque, a ocorrência de scheelita encontrada e caracterizada na Unidade Valadão, pode por em dúvida um único modelo de mineralização para a geração desse mineral. Não foi observado em campo o contato direto entre rochas graníticas e rochas hospedeiras calcissilicáticas, nem a formação de auréolas de contato, porém a presença de um sienogranito classificado como tardi a pós-tectônico rico em veios pegmatíticos muito próximo de rochas calcissilicáticas, pode indicar a formação deste mineral por efeitos metassomáticos indicados pela presença de escapolita em diversas lâminas de rochas calcissilicáticas. Apesar de não haver evidências diretas relacionando estes granitos com a mineralização de scheelita, este granito poderia ser o único representante na área de uma potencial fonte de tungstênio. Alternativamente, estes corpos poderiam ter efeito remobilizador do tungstênio, em rochas calcissilicáticas próximas, onde este elemento já estivesse preteritamente presente.

Na amostra mineralizada, a mineralização de scheelita foi observada em grãos grossos concentrados em associação com veios silicosos na Unidade Valadão. Apesar de ser uma amostra localizada, a partir de sua caracterização pode-se propor um modelo de mineralização tungstanífera com possíveis contribuições de plútons graníticos tardios e atividades hidrotermais metassomáticas para a formação da mineralização observada em pequena escala (milimétrica) podendo ser caracterizada como do tipo escarnito de reação (reaction skarn).

A presença do nióbio observada em MEV nesta mineralização possui sua origem duvidosa, pois não se observou em literaturas específicas sobre o assunto, qualquer relação entre este elemento e o tungstênio presente em scheelita.

Quanto as mineralizações de monazita observadas em abundância nos concentrado de bateia e confirmadas em MEV, seu litotipo fonte é principalmente as rochas calcissilicáticas e, em menor concentração, os gnaisses da Unidade São Roque, além de uma pequena contribuição de corpos pegmatíticos. Porém, devido à maior abundância do litotipo gnáissico na região, é mais provável que esta seja a maior fonte deste mineral encontrado para os sedimentos de corrente encontrado nas bateias, com menor contribuição de calcissilicáticas e pegmatitos.

Mesmo não sendo um dos objetivos dos presente estudos, mineralizações sulfetadas como aquelas observadas na área adjacente de Rio Claro/Lídice não foram observadas na área de Cacaria/Monumento. Entretanto, diversas rochas

metassedimentares químicas características das Unidades Valadão e São Roque, que representam rochas de assinatura exalativa como espessartita gnaisses, magnetita quartzitos e gnaisses com magnetita, típicas sedimentos marinhos foram caracterizados. Os magnetita quartzitos foram amplamente observados também na Unidade Valadão, gnaisses ricos magnetita e almandina foram também observados para a Unidade São Roque, porém com este último mineral numa variedade menos rica em manganês do que na região adjacente. Já os gonditos e os grafita-gnaisses foram litotipos limitados à região de Lídice/Rio Claro.

8.1 Conclusões

O trabalho efetuado atingiu o principal objetivo proposto que foi o de definir rocha fonte das ocorrências de scheelita detectadas por Pereira e Santos (1983) em concentrados de bateia. No que concerne ao modelo com melhor enquadramento para os depósitos mineralizados em tungstênio no distrito de Cacaria/Monumento, há um destaque para o tipo sedimentar exalativo com possíveis contribuições de atividades metasomáticas tardias, onde localmente este processo pode ter concentrado as mineralizações tungstaníferas, assim como proposto para a província scheelitífera da faixa dobrada Seridó (DARDENNE E SCHOBENHAUS, 2001), com a geração de uma scheelita primária estratiforme de grãos finos associada à paragneisses sem relação com magmatismo granítico brasileiro, relacionadas com uma origem vulcânica anterior às remobilizações e às reconcentrações devidas ao magmatismo. Já a scheelita secundária nos escarnitos é derivada de alterações hidrotermais tardias, formando concentrados que podem ser encontrados eventos estruturais diversos, ou em veios de quartzo e pegmatitos.

8.2 Potencial econômico da região

Depósitos de scheelita pré-cambrianos não associadas a granitos apresentam menor importância econômica comparativamente aos depósitos relacionados com plútons graníticos. No entanto, no presente trabalho, ambas as origens foram propostas para estas ocorrências. Para investigar o potencial econômico da scheelita na região, mais investimentos devem ser feitos como mapeamento mais detalhado

das ocorrências de rochas calcissilicáticas, podendo utilizar-se o *mineralight* de ondas curtas de campo em horários noturnos, além da abertura de poços e trincheiras em uma primeira fase de prospecção.

Além disso, a região de Cacaria/Monumento apresenta uma grande variedade litológica, apresentando potencial para outros materiais econômicos, como observado para lavras de mármore. Esta litologia ocorre nas Unidades São Roque e Valadão, onde possivelmente estão interligadas formando faixas mineralizadas de extensões quilométricas tendo sido, em parte, exploradas em termos de agregados minerais para a construção civil.

Em menor proporção, outras litologias podem apresentar potencial econômico para serem aproveitadas no comércio de agregados como, por exemplo, a areia para construção civil nas imediações da principal drenagem da região (Rio Cacaria). O saibro, que é um material argilo-arenoso proveniente do solo da alteração de rochas granito-gnáissicas, de ocorrência principalmente na Unidade São Roque, pode ser usado em construção civil e na manutenção da rede viária da região, além da utilização de granitos e gnaisses como rocha ornamental.

Pode haver também uma potencialidade relacionadas aos pegmatitos já observados na região, onde localmente foram encontrados cristais centimétricos de turmalina, berilos verdes e azuis. Seu valor comercial pode ser alto caso estes minerais possuam características particulares para serem utilizados como gemas.

Os magnetita quartzitos encontrados ao longo da área mapeada podem constituir uma faixa mineralizada de extensão kilométrica, podendo possuir valor econômico para a exploração do minério de ferro, uma vez que foi constatado um teor considerável de Fe_2O_3 através de testes laboratoriais por fluorescência de raios X.

8.3 Recomendações

Para a investigação de novas ocorrências de scheelita na região, sugere-se uma campanha de mapeamento com a utilização de lâmpada ultravioleta de ondas curtas (*mineralight*) que possa ser utilizado no próprio campo em horários noturnos,.

Apesar de diversas descobertas terem sido efetuadas na área, recomendam-se novos trabalhos para um melhor entendimento da área e suas mineralizações. Para um melhor esclarecimento das mineralizações tungstaníferas observadas, é importante que se haja maiores observações em campo de contatos entre diferentes

litotipos da região. Uma melhor descrição das variações dos litotipos calcissilicáticos e anfibolíticos também pode ser importante para melhor explicar o contexto metamórfico evolutivo da região.

Para que seja possível mensurar as ocorrências plutônicas félsicas já observadas e descobrir novas, uma possível ferramenta seria a utilização de imagens aerogeofísicas como a gamaespectometria. Outro tipo de levantamento aerogeofísico, como por exemplo a aeromagnetometria também seria interessante para melhor definir se, de fato, há uma ligação entre as ocorrências de magnetita quartzitos encontrados em topos de morro, podendo compor uma faixa mineralizada de extensão quilométrica com grande potencial econômico, assim como descobrir novas ocorrências desta litologia.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, B.G. T-XCO₂ stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V.47, p.351-362, 1983.

ALMEIDA, C.N., MELLO, E.F., IZAQUE, D.M., SILVA, P.D. Caracterização geológica e geoquímica das intrusões de rochas metamáficas e félsicas nos mármores do Sul do Espírito Santo. *Brazilian Journal of Geology*, v.42, p. 245-264, 2012.

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Anais, p. 363-391 (1977).

APPEL, P.W.U.: Gahnite in an Archean iron-formation, West Greenland. *Miner. Mag*, v.50, p.175-177, 1986

ARRIBAS, A. Los yacimientos de tungsteno de la zona Morille (Provincia Salamanca). *Bol. Geol. Min.* v. 91, p. 3–19, 1980

ARRIBAS-ROSADO, A., The significance of tourmaline in stratabound tungsten deposits in Spain. *Abstr. Gisements du Tungstene, Toulouse*, 33 f, 1986.

BARNES, R.G. Stratiform and stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill Block Proc. *Aust.Inst. Min. Metall. Conf.*, Broken Hill. p. 71-79, 1983. *Inst. Min. Metall. Conf.*, Broken Hill: 71-79 (1983)

BAYLÃO, H.F. Espécies com vocação para facilitar processos de restauração espontânea de ecossistemas perturbados na vertente atlântica da Serra do Mar, Piraí – RJ. 87f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, p. 7-9, 87 f, 2010.

BERAN, A.; GÖD, R.; GÖTZINGER, M. and ZEMANN, J. A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. *Mineral. Deposita*. v. 20, p. 16-22, 1985.

BEURLLEN, H., Melo, E.B., Villaroel, H.S. Remobilization of strata-bound scheelite indicated by tectonic and crystallographic features in Brejui mine, NE Brazil. In: *Ore Genesis The State of the Art*, Amstutz, G.C. et al., Eds., Berlin-Heidelberg-Ne. p. 418-425, 1982

BEURLLEN, H.; BUSCH, K. Protominério de tungstênio ortoanfíbolítico na província scheelitífera do Serido, Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *Quinto Congresso Latinoamericano de Geologia, Argentina II*, p. 69-81, 1983.

BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG : CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 692 f., 2003.

BOWMAN, J.R. et al. The Cantung E zone scheelite skarn orebody, Tungsten, N.W.T.: Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies. *Econ. Geol.* v.80, p. 1872-1895, 1985.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. Tungsten profile, 34 f, 2011.

BRODTKORB DE, M.K., BRODTKORB, A. Strata-bound scheelite deposits in the Precambrian basement of San Luis (Argentina). p. 140-149, 1977.

BURT, D.M. Metasomatic zoning in Ca-Fe-Si exoskarns. *Carnegie Inst Washington Pub*, v. 634, p. 287-293, 1974

BUSCH, K., Geochemische Untersuchung einer Scheelitelagerstfütte bei Currais Novos in NE-Brasilien. *Erzmetall* v.34, p.469-475, 1981.

CHAVES, M.L.S.C. Geologia das mineralizações sulfetadas da região de Lídice (Rio Claro, RJ). *Dissertação (Mestrado em geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*, v.11, 186 f, 1987

DANTAS, M.E. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. In: *Rio de Janeiro*. Brasília: CPRM. 63 f, 2001.

DANTAS, M.E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A.I.M.; SILVA, C.R.; PIMENTEL, J.; LUMBREERAS, J.F. & CALDERANO, S.B. Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Brasília, 2000.

DARDENNE M.A., SCHOBENHAUS C. Metalogênese do Brasil. CPRM, Universidade de Brasília, 393 f, 2001.

DE FARIA, D.L.A., SANTOS, L.G.C., GONÇALVES, N.S. Uma Demonstração Sobre o Espalhamento Inelástico de Luz: Repetindo o Experimento de Raman. *Instituto de Química da Universidade de São Paulo*, 5 f, 1996.

DE SOUZA, W.S.P. Caracterização e origem das formações ferríferas e dos xistos grafitosos do Grupo Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, To. *Tese de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém*, 118 f, 2005.

DELAKOWITZ, B. Geologisch-geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframvorkommen in der Sierra del Morro-oeste, Provinz San Luis, Argentinien. *Tese (Ph.D), Univ. Munich*, 1987.

DICK, L.A., HODGSON, C.J. The Mac Tung W-Cu-(Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera. *Econ. Geol.* v. 77, p. 845-867, 1982.

DIOS, F.R.B. Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba (1:50.000). *Tese (Mestrado em geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*, 119 f, 1995.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Tungstênio. *Balanco Mineral Brasileiro*. 15 f, 2001.

DUTRA, A.C.D. Metalogenia em terrenos de alto grau: As mineralizações sulfetadas de Rio Claro, RJ. Tese (Mestrado em geologia), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 122 f, 2013.

DUTRA, C.V., GOMES, C.B. A fluorescência e raios x na geologia. In: Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia. São Paulo: Edagard Blucher, p.84-120, 1984

EINAUDI, M.T. Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Titley, S.R., ed., Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America: University of Arizona Press, 45 f, 1982.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISAS AGROPECUÁRIAS. Zonamento agroecológico do Estado do Rio de Janeiro. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento,. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 332f, 2003.

FIGUEIREDO, B.R. Minérios e ambiente. 1. ed. São Paulo: UNICAMP, 2000.

FULP, M.S.; RENSHAW, J.L. Volcanogenic - exhalative tungsten mineralization of Proterozoic age near Santa Fe, N.M., and implications for exploration. Geol. v.13, p. 66-69, 1985.

GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T., FRANZ, G., SÁNCHEZ-VIZCAINO, V.L. Retrograde formation of Na-Cl-scapolite in high pressure metavaporites from the Cordilleras Béticas (Spain), 14 f, 1994.

HACK, M. Geologisch-geochemisch-lagerstfittenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframlagerstfitten in der Pampa del Tamborero, Provinz San Luis, Argentinien. Tese (Ph.D), Univ. Munnich, 1987.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional. Geociências (São Paulo. Impresso), v. 20, p. 141-169, 2010.

HEILBRON M., MACHADO, N. Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen SE Brazil. Precambrian Research, v.125, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M., ALMEIDA, J. C. H, SILVA, L. G. E., PALERMO, N, TUPINAMBÁ, M., DUARTE, B. P., VALLADARES, C., RAMOS, R., SANSON, M., GUEDES, E., GONTIJO, A., NOGUEIRA, J.R., VALERIANO, C., RIBEIRO, A., RAGATKY, et al. Geologia da Folha Volta Redonda- SF.23-Z-A-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Angra dos Reis - Rio de Janeiro/São Paulo: UERJ/CPRM, 181 f, 2007.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M.,. From collision to extension: the roots of the South-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani, Mohriak (Eds.), Atlantic Rifts and Continental Margin. AGU Geophysical Monograph Series, V 115, 354 f, 2000

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, AC.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A J.; JANASI, V. A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA. IN: MANTESSO-NETO, BARTORELLI; CARNEIRO, C.D.R. E BRITO-NEVES (EDS.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, p.203-234, 2004.

[HTTP://www.googlemaps.com](http://www.googlemaps.com). Acesso em 10 set. 2014.

International Tungsten Industry Association. From Deposit to Concentrate: The Basics of Tungsten Mining Part 1: Project Generation and Project Development. International tungsten industry association, 20f, 2012.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Manual técnico da vegetação brasileira, 143p, 1992.

JAMES, H.L. Sedimentary facies of iron formations. Economic Geology, v. 49, p. 235–293, 1954.

JORDT-EVANGELISTA, H. VIANA, D.J. Mármoreos da região de Itaoca (ES) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: mineralogia e petrogênese. Geonomos, v.8, n. 2, p.61-67, 2000.

JUNG, R; HÖLL, R. Wolframvorkommen in Nordost-Bayern Erzmetall, v.35, p. 142-147, 1982.

KERRICK, D.M. Contact Metamorphism. v.26, 672 f, University Park, Pennsylvania, USA, Mineral Society of America, 1991.

KWAK, T.A.P. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. 1. ed. Amsterdam, Oxford and New York: Elsevier, 451 f, 1987

KWAK, T.A.P. Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; ore skarns and distal equivalents. Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Short Course Notes, 11, p. 381-402, 1994.

KWAK, T.A.P. The conditions of formation of the King Island scheelite contact skarn, King Island, Tasmania, Australia. Am.J. Sci, p.969-999, 1978.

LEAKE, R.C., FLETCHER, C.J.N., HASLAM, H.W., KHAN, B. and Shakiarullah: Origin and tectonic setting of stratabound tungsten mineralization within the Hindu Kush of Pakistan. J.Geol.Soc.London. v.146, p. 1003-1016, 1989.

MEINERT, L.D. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada. v.19, 18 f, 1992.

MELLO, F. T. Mapeamento Geológico em Escala de Detalhe em Área de Ocorrência de Mármoreos e Rochas Calcissilicáticas na Região de Cacaria, Município de Piraí, Rio de Janeiro, 27f, 2013.

MOERI E.M. e KLOCHNER P.J.S. Mineralizações scheelitíferas na região de Santa Luzia (PB). In: Simpósio de Geologia Nordeste, 9. Natal, SBG, Anais, v. 7, p. 383-396, 1979.

NEWBERRY, R.J. The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns: Canadian Mineralogist. v. 21, p. 529-544, 1983.

NEWBERRY, R.J. Tungsten bearing skarns of the Sierra Nevada. The Pine Creek mine, California. Econ. Geol. v.77, p. 823- 844, 1982.

NEWBERRY, R.J., Einaudi, M.T. Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn mineralization in the Cordillera: Arizona Geological Society. v.14, p. 99-112, 1981.

NEUMANN, R. SCHNEIDER, C.L., ALCOVER, A.A. Tratamento de minérios. 5. Ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, Cap. 4, 2010.

PASSCHIER, C.W., MYERS, J.S., KRÖNER, A. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. 94f, p.14-16, 1993.

PEREIRA, R.M., SANTOS, R.A. A scheelita como um mineral traçador das zonas de cisalhamento auríferas: o exemplo do Quadrilátero Ferrífero e do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Rev. Esc. Min. Ouro Preto, v.45(1-2), p. 133-134, 1992.

PEREIRA, R.M., SANTOS, R.A. Mineralizações estratiformes de scheelita da região de Parati - Angra dos Reis - Rio Claro - Pirai. Anais da Academia Brasileira de Ciências v.55(1), p.105-108, 1983.

PLIMER, I. The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. Mineral. Deposita v. 22, p. 282-291, 1987

RAITH, J. Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. Mineral Deposita. v. 26, p. 72-80, 1991.

RAITH, J. Die Scheelitvererzung auf der Klamm Alm, Navis, Tirol, und ihr geologischer Rahmen. Vorarbeit Univ Vienna. v. 22, p. 1-69, 1983.

RAITH, J. Stratabound Scheelite occurrences in the crystalline area east of the Hohe Tauern, eastern Alps, Austria. Abstr. Gisements du Tungstene, Toulouse. 32 f, 1986

REID, J.C. Stratabound tungsten deposits in metamorphic terrains: stratabound scheelite deposits of Northeast-Brazil. Soc. Mining. Eng. of AIME. p. 1-43, 1983

RIOFINEX, Geol. E Pesquisas LTDA. Projeto Rio Claro – Relatório final. 1977.90 p. Relatório Técnico

SALIM J., LEGRAND J.M., DARDENNE M.A., JARDIM DE SÁ E.F. Geologia, controles e gênese das mineralizações de scheelita da região de Lages (RN). In: Simpósio de Geologia Nordeste, 9. Natal, SBG, Anais, v. 7, p.397-407, 1979.

SALIM J. Geologia e controle das mineralizações scheelitíferas da região da Serra do Feiticeiro e Bonfim, Lages (RN). Dissertação (Mestrado em geologia). Brasília, UnB, 106p, 1979.

SALIM J., Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la mine de Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil. Tese (Doutorado em Geologia), Univ. Louvain, 272p, 1993.

SCHMITT, R.S. A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil. 2011. 237p. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res*, v.133(1-2), p.29-61, 2004.

SILVA, J.N. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF.24-V-A-V. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM. 176 f, 1993.

SILVA, L.C., CUNHA, H.C.S. CPRM – Serviço Geológico do Brasil / Uso e Cobertura do Solo. CPRM, Brasília, 2001.

SKAARUP, P. Strata-bound scheelite mineralization in skarns and gneisses from the Bindal area, northern Norway. *Mineral. Deposita*. v.9, p. 299-308, 1974.

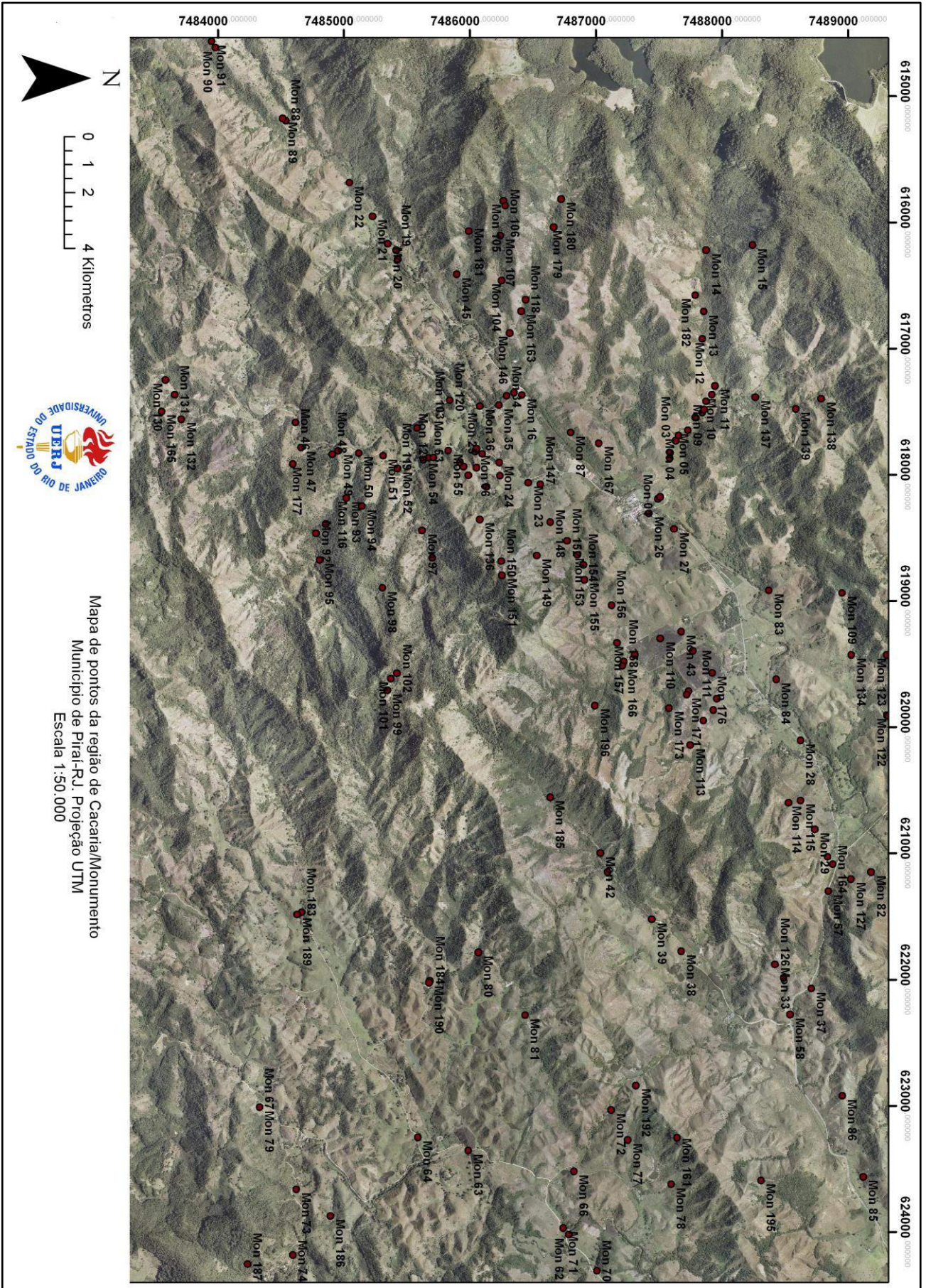
TUPINAMBÁ, M. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 67-79, 2007. il. color.

TWETO, O. Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado. *Econ. Geol.* v. 55, p. 1406-1428, 1960.

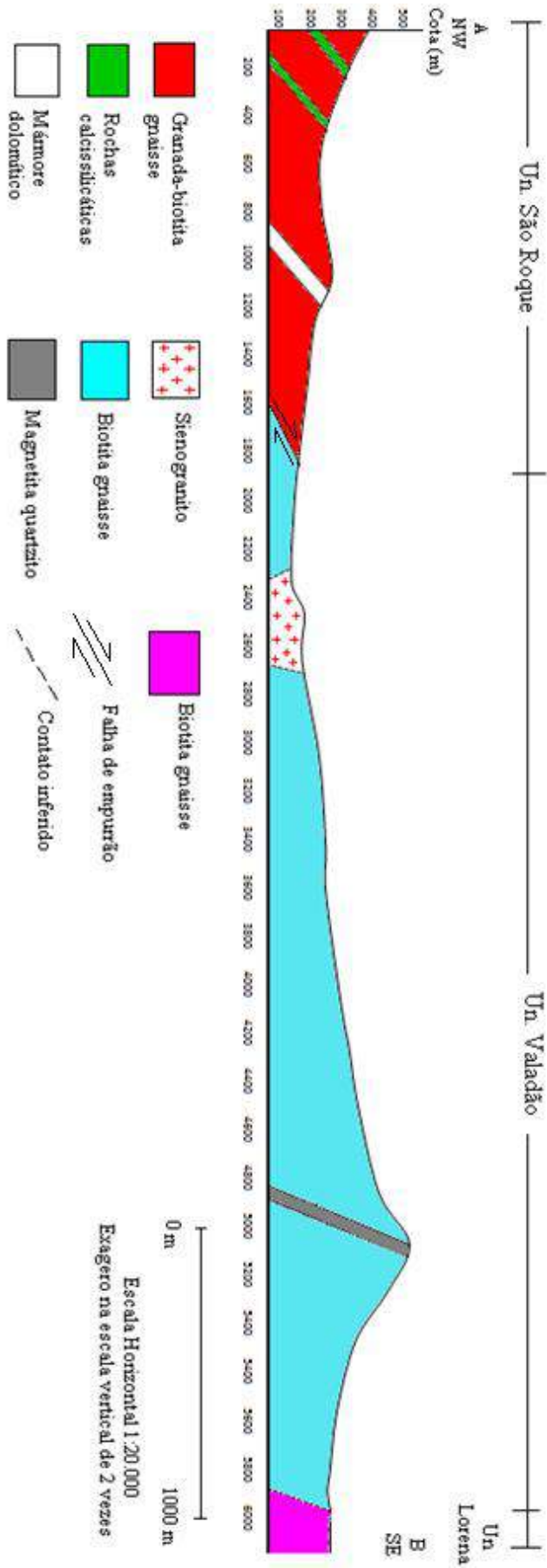
YARDLEY, B.W.D. An introduction to metamorphic petrology, Harlow, Longmans, 248 p, 1994.

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO

ANEXO II- MAPA DE PONTOS



ANEXO III – PERFIL GEOLÓGICO



ANEXO IV – TABELA DE GRÃOS DE SCHEELITA EM CONCENTRADOS DE BATEIA

Ponto	X (UTM)	Y (UTM)	Nº aproximada de pintas de Scheelita
1	619514	7489589	20
2	617421	7487891	20
3	617152	7487839	10
4	617501	7487285	70
5	616736	7486412	100
6	616311	7486492	30
7	618003	7485540	10
8	617730	7485270	20
9	615885	7485493	120
10	617336	7485951	200
11	614586	7484491	50
12	617248	7488346	10
13	616725	7488497	10
14	616100	7486633	20
15	616482	7486522	5
16	616592	7485933	50
17	616287	7486012	20
18	615805	7485478	40
19	615637	7485439	10
20	615396	7485554	10

ANEXO V – MINERAIS PESADOS OBSERVADOS

Amostra	Coord X (UTM)	Coord Y (UTM)	Tipo de Rocha	Magnetismo	Granada	Monazita	Ilmenita	Apatita	Zircão	Hornblenda	Diopsidio/Epidot	Rutilo	Titanita	Scheelita
S1A1	616961	7486264	Gnaissse	Paramagnético	90%	-	10%	50%	50%	-	-	-	-	-
S1A2	616919	7486304	Pegmatito	Paramagnético	50%	20%	30%	-	50%	-	-	-	-	-
S1A4	616848	7486335	Calcsilicática	Paramagnético	-	-	30%	50%	50%	-	20%	-	-	-
S1A5	616720	7486407	Pegmatito	Paramagnético	-	100%	-	60%	-	-	-	-	40%	-
S1A6	616706	7486410	Gnaissse	Paramagnético	90%	-	10%	70%	30%	-	-	-	-	-
S1A7	616597	7486473	Calcsilicática	Paramagnético	-	-	-	60%	40%	-	40%	-	-	-
S1A8	616173	7486591	Gnaissse	Paramagnético	70%	10%	20%	60%	-	-	-	10%	30%	-
S1A9	616025	7486667	Calcsilicática	Paramagnético	-	20%	-	80%	20%	-	-	-	-	-
S1A10	615991	7486666	Gnaissse	Paramagnético	90%	5%	-	90%	10%	-	10%	-	-	-
S1A11	615831	7486723	Calcsilicática	Paramagnético	-	10%	-	60%	30%	-	-	10%	-	-
S1A13	615501	7486737	Antibolito	Paramagnético	-	-	-	70%	30%	-	30%	-	-	-
S1A12	615474	7486742	Gnaissse	Paramagnético	50%	30%	20%	90%	10%	-	10%	-	-	-
S2A1	617907	7487590	Gnaissse	Paramagnético	90%	5%	5%	70%	30%	-	-	-	-	-
S2A3	617863	7487589	Calcsilicática	Paramagnético	-	20%	-	60%	30%	-	-	10%	-	-
S2A4	617542	7487788	Calcsilicática	Paramagnético	-	30%	-	50%	30%	-	20%	10%	-	10%
S2A5	617543	7487784	Gnaissse	Paramagnético	70%	10%	20%	80%	20%	-	-	-	-	-
S2A6	617516	7487828	Calcsilicática	Paramagnético	20%	-	20%	70%	30%	-	-	-	-	-
S2A7	617416	7487827	Calcsilicática	Paramagnético	10%	-	20%	60%	-	-	-	-	40%	-
S2A8	616941	7487842	Calcsilicática	Paramagnético	-	-	-	90%	10%	-	-	-	10%	-
S2A9	616637	7487820	Calcsilicática	Paramagnético	-	-	-	70%	20%	-	20%	10%	-	-
S2A10	616232	7487879	Gnaissse	Paramagnético	70%	20%	10%	80%	20%	-	-	-	-	-
S3A1	616833	7485992	Gnaissse	Paramagnético	60%	30%	10%	70%	30%	-	-	-	-	-
S3A2	616139	7486001	Calcsilicática	Paramagnético	-	20%	-	70%	30%	-	20%	-	-	-
S3A2	616139	7486001	Calcsilicática	Não Magnético	-	-	-	60%	40%	-	-	-	-	-

ANEXO VI – DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS

Lâmina:	Mon 06
Rocha:	Magnetita quartzito
Descrição:	Apresenta uma textura granoblástica inequigranular, é composta basicamente por quartzo xenoblástico (70%) e minerais opacos identificados principalmente como magnetita (30%), onde ocasionalmente apresenta bordado por uma alteração de cor avermelhada. Apresenta leve bandamento composicional entre os dois minerais principais onde formam delgadas faixas descontínuas.
Lâmina:	X32
Rocha:	Sienogranito
Descrição:	Possui matriz de textura equigranular e holocristalina, com grãos idiomórficos e de granulometria grossa formada por microclina (50%), quartzo (40%) além de cristais bem formados de biotita (10%).
Lâmina:	X30
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Apresenta textura nematoblástica inequigranular composta principalmente por clinopiroxênio (50%) e hornblenda (20%) com a presença de um fluido quartzítico (20%) que carrega a mineralização de scheelita (10%).
Lâmina:	Mon 07
Rocha:	Olivina mármore
Descrição:	Lâmina composta predominantemente por grãos euédricos de calcita/dolomita (80%) de textura granoblástica (Ponto tríplice de 120º) onde em porções há o intercrescimento de silicatos também euédricos de olivina (10%) e clinopiroxênio (diopsídio) (10%) que apresenta fluorescência azul escura sob o <i>mineralight</i> de ondas curtas.
Lâmina:	Am 01
Rocha:	Biotita gnaisse
Descrição:	Rocha de textura granolepidoblástica, os grãos de biotita (35%) apresentam-se hipidiomórficos e fortemente estirados e orientados, o quartzo (40%) com variações hididiomórficas a xenomórficas é observado com características de recristalização e extinção ondulante. A muscovita (10%) pode ter sido formada por efeitos de metamorfismo retrógrado. Grãos hipidiomórficos de plagioclásio (10%) e minerais opacos (5%) são também observados na lâmina
Lâmina:	S2A10
Rocha:	Biotita gnaisse
Descrição:	Apresenta textura granolepidoblástica com porções porfiroblástica. Os grãos de biotita (20%) apresentam-se hipidiomórficos e fortemente estirados, o quartzo (30%) com variações hididiomórficas a xenomórficas pode ser observado ou não com características de recristalização e extinção ondulante. A muscovita (10%) pode ter sido formada por efeitos de metamorfismo retrógrado. Grãos hipidiomórficos de feldspatos (Microclina) (30%) ocorrem na forma de porfiroblastos anedrais bordejados pela biotita. Granadas (5%) ocorrendo como porfiroblastos ou não e minerais opacos (5%) são também observados na lâmina. Porções oxidadas, com manchas de coloração avermelhada são observadas na lâmina, possivelmente por efeitos do mineral acessório de magnetita.

Lâmina:	Am 02
Rocha:	Biotita gnaissé
Descrição:	Lâmina de textura granolepidoblástica, onde os grãos de biotita (15%) são hipidiomórficos e fortemente estirados. O quartzo (30%) também apresenta formas alongadas, que juntamente da microclina (55%), com característica textura mirmequítica, apresentam-se de forma hipidiomórficas a xenomórficas.
Lâmina:	S1A8
Rocha:	Granada-biotita gnaissé
Descrição:	Rocha com textura predominantemente granonematoblástica com porções porfiroblásticas. A granada (15%) e o plagioclásio (10%) apresentam-se em grãos euédricos, onde em partes da lâmina, a biotita (30%) pode ocorrer nas bordas destes minerais. O quartzo (35%) apresenta-se em grãos hipidiomórficos a xenomórficos estirados ou recristalizados, de extinção ondulante e a muscovita (10%) pode ser formada por metamorfismo retrógrado
Lâmina:	S1A5
Rocha:	Gnaissé feldspático
Descrição:	Gnaissé localmente empobrecido em biotita apresenta textura porfiroblástica e cristais hipidiomórficos. A microclina (50%) pode apresentar-se sob a forma de pórfiros, grãos de quartzo (40%) ocorrem estirados e apresenta minerais acessórios de monazita (5%) e muscovita (5%)
Lâmina:	S1A2
Rocha:	Gnaissé feldspático
Descrição:	Rocha empobrecida em biotita de textura granolepidoblástica e cristais hipidiomórficos. Predomínio de feldspatos de microclina (50%), o quartzo (45%) apresenta forma de grãos estirados e orientados ocorrem estirados e apresenta minerais acessórios de muscovita (5%).
Lâmina:	Am 05
Rocha:	Biotita gnaissé
Descrição:	Lâmina de textura variada entre granolepidoblástica e porfiroblástica com cristais hipidiomórficos. Apresenta pórfiroblastos de feldspato (plagioclásio) (10%) bordejados por grãos orientados de biotita (30%). O quartzo (60%) apresenta-se recristalizado ou fortemente estirado e orientado
Lâmina:	S2A7
Rocha:	Biotita gnaissé
Descrição:	Apresenta textura predominantemente granolepidoblástica, mas também porfiroblástica, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos. Microclina (20%) pode apresentar formas de porfiroblastos anedrais bordejados por grãos estirados de biotita (30%). O quartzo (50%) apresenta-se recristalizado ou em formas estiradas e orientadas
Lâmina:	Am 06
Rocha:	Biotita gnaissé
Descrição:	Rocha de textura granolepidoblástica e de cristais hipidiomórficos. Apresenta feldspatos de microclina (25%) de textura mirmequítica, quartzo (30%) de formas alongadas e orientadas, biotita (20%), muscovita (15%) podendo ter sido formada pelo metamorfismo retrógrado. Granadas (5%) e minerais opacos (5%) compõem os minerais acessórios desta lâmina.

Lâmina:	Mon 03
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Ao microscópio, apresenta textura predominantemente granolepidoblástica, mas também porfiroblástica, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos. Microclina (40%) pode apresentar formas de porfiroblastos anedrais bordados por grãos estirados de biotita (15%). O quartzo (35%) apresenta-se recristalizado ou em formas estiradas e orientadas. Minerais acessórios de muscovita (5%) e minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral da lâmina.
Lâmina:	Am 04
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Apresenta textura granolepidoblástica com cristais hipidiomórficos. É formada por plagioclásio (10%), grãos orientados de biotita (35%) e grãos recristalizados de quartzo (50%) de extinção ondulante. Minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral da lâmina
Lâmina:	S1A13
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Rocha de textura granolepidoblástica com porções porfiroblástica, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos. Os porfiroblastos são formados principalmente pelos feldspatos de plagioclásio (30%) onde normalmente apresenta-se bordado por grãos estirados de biotita (20%). O quartzo (40%) apresenta formas alongadas e orientadas, e a muscovita (10%) perfazem a assembléia mineral da lâmina.
Lâmina:	X14
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Lâmina com predominância de textura porfiroblástica de grãos hipidiomórficos. O plagioclásio (20%) apresenta-se sob a forma de porfiroblastos frequentemente bordados por grãos de biotita (35%) orientadas, o quartzo (35%) apresenta-se completamente recristalizado. Muscovita (5%) e minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral da lâmina.
Lâmina:	S1A1
Rocha:	Granada-biotita gnaiss
Descrição:	Ao microscópio, apresenta grãos hipidiomórficos e textura granolepidoblástica e porfiroblástica. Os porfiroblastos são de granada (15%) anédricas bordadas por grãos orientados de biotita (30%). O quartzo (40%) apresenta-se recristalizado com extinção ondulante ou em formas estiradas. Muscovita (5%) e plagioclásio (10%) perfazem a assembléia mineral desta lâmina
Lâmina:	X11
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Observa-se em lâmina grãos hipidiomórficos de textura granolepidoblástica e porfiroblástica. Os porfiroblastos são de plagioclásio (15%) bordado por grãos orientados de biotita (30%). O quartzo (50%) apresenta-se recristalizado com extinção ondulante ou em formas estiradas. Muscovita (5%) perfaz a assembléia mineral desta lâmina

Lâmina:	S3A1
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Rocha de textura granolepidoblástica com porções porfiroblástica, com cristais hipidiomórficos a xenomórficos. Os porfiroblastos são formados principalmente pelos feldspatos de microclina (50%) onde normalmente apresenta-se bordejado por grãos estirados de biotita (10%). O quartzo (35%) apresenta formas alongadas e orientadas, e a muscovita (5%) perfaz a assembléia mineral da lâmina.
Lâmina:	S1A10
Rocha:	Granada-biotita gnaiss
Descrição:	Microscopicamente apresenta grãos hipidiomórficos e textura granolepidoblástica e porfiroblástica. Os porfiroblastos são formados por feldspatos de plagioclásio (20%) e por minerais de granada (15%) anédricas. Ambos apresentando bordas preenchidas por grãos orientados de biotita (30%) e também de muscovita provavelmente fruto da alteração retrógrada da biotita. O quartzo (30%) apresenta-se recristalizado com extinção ondulante ou em formas estiradas. Muscovita (5%) perfaz a assembléia mineral desta lâmina
Lâmina:	X10
Rocha:	Biotita gnaiss
Descrição:	Observa-se em lâmina grãos hipidiomórficos a xenomórficos de textura granolepidoblástica e porfiroblástica. Os porfiroblastos são de plagioclásio (40%) onde em partes estão fortemente alterados. Este mineral pode apresentar bordas preenchidas por grãos orientados de biotita (20%). O quartzo (35%) apresenta-se recristalizado com extinção ondulante ou em formas estiradas. Minerais opacos (5%) localmente apresentando oxidações de manchas avermelhadas possivelmente oriundas da alteração da magnetita
Lâmina:	S2A9
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Apresenta textura granonematoblástica com grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição mineralógica é composta por plagioclásio (50%), anfibólio (hornblenda) (25%), ortopiroxênio (hiperstênio) (20%) e minerais opacos (5%).
Lâmina:	S1A9
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Ao microscópio, apresentam textura granonematoblástica de grãos hipidiomórficos e xenomórficos com leve estiramento mineral. Sua composição mineralógica é composta predominantemente por anfibólio (hornblenda) (40%), quartzo (30%), plagioclásio (15%), biotita (10%) e minerais opacos (5%).
Lâmina:	S3A2
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Lâmina apresentando textura granonematoblástica de grãos hipidiomórficos e xenomórficos. Sua composição mineralógica é composta predominantemente por clinopiroxênio (Augita) (40%), quartzo (20%), plagioclásio (20%), titanita (10%) e clorita (10%).

Lâmina:	S2A4
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Rocha de textura granonematoblástica, comum as rochas calcissilicáticas, possui grãos hipidiomórficos a xenomórficos de clinopiroxênio (diopsídio) (30%), escapolita (40%) possivelmente formadas pela substituição do plagioclásio. Quartzo (20%) e titanita (10%) perfazem a assembléia mineral desta lâmina
Lâmina:	X13
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Apresenta textura granonematoblástica com grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição mineralógica é composta predominantemente por clinopiroxênio (augita) (50%), quartzo (30%), plagioclásio (10%). Titanita (5%) e minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral desta lâmina.
Lâmina:	S1A7
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Possui textura granonematoblástica com grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição mineralógica apresenta-se enriquecida em biotita (45%) possivelmente produto da alteração dos anfibólio (10%). Clinopiroxênio (diopsídio) (20%), plagioclásio (20%) e minerais opacos (5%).
Lâmina:	S1A14
Rocha:	Anfibolito
Descrição:	Como características de rochas anfibolíticas, esta lâmina apresenta predominância em anfibólio (hornblenda) (70%), ortopiroxênio (hiperstênio) (10%) e plagioclásio (10%). Sua textura é granonematoblástica de grãos hipidiomórficos.
Lâmina:	S2A8
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Microscopicamente apresenta textura granonematoblástica com grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição mineralógica é composta predominantemente por anfibólio (hornblenda) (45%), hiperstênio (30%), quartzo (15%) apresentando grãos recristalizados de extinção ondulante. Plagioclásio (5%) e minerais opacos (5%) perfazem a assembléia mineral desta lâmina.
Lâmina:	Mon 04
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Observou-se uma textura granonematoblástica de grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua assembléia mineral é formada por clinopiroxênio (augita) (30%), quartzo (30%), escapolita (30%) possivelmente formadas pela alteração do plagioclásio (10%).
Lâmina:	Mon 01
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Apresentam textura comum as rochas calcissilicáticas (granonematoblástica) de grãos hipidiomórficos. Predomina nesta lâmina, minerais de anfibólio (hornblenda) (40%), grãos grossos de plagioclásio (20%), biotita (20%), quartzo (15%), e minerais opacos (5%).

Lâmina:	S1A4
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Ao microscópio, apresentam textura granonematoblástica de grãos hipidiomórficos e xenomórficos. Sua composição mineralógica é composta predominantemente por clinopiroxênio (Diopsídio) (40%), quartzo (30%), plagioclásio (20%) e minerais opacos (10%).
Lâmina:	Mon 05
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Observou-se uma textura granonematoblástica de grãos hipidiomórficos a xenomórficos. Sua assembléia mineral é bem variada, formada predominantemente por clinopiroxênio (augita) (40%), quartzo (20%), escapolita (10%) possivelmente formadas pela alteração do plagioclásio (10%). Microclina (10%) e ortopiroxênio (hiperstênio) (10%) perfazem a assembléia mineral desta lâmina.
Lâmina:	S2A6
Rocha:	Rocha calcissilicática
Descrição:	Apresentam textura comum as rochas calcissilicáticas (granonematoblástica) de grãos hipidiomórficos. Predominam nesta lâmina, minerais de escapolita (35%), clinopiroxênio (augita) (30%), quartzo (15%), titanita (10%) e plagioclásio (10%).
Lâmina:	X33
Rocha:	Anfibolito
Descrição:	Sua assembléia mineral apresenta predominância em anfibólio (hornblenda) (75%), plagioclásio (20%) e minerais opacos (5%). Sua textura é granonematoblástica de grãos hipidiomórficos.

ANEXO VIII – TABELA DE PONTOS

Ponto	Coordenada X (UTM)	Coordenada Y (UTM)	Breve descrição
Mon01	618190	7487490	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon02	617870	7487583	Intercalações de rochas calciossilicatadas e gnaisses granatíferos e presença de um dique de diabásio
Mon03	617728	7487632	Seixos de Anfibolitos relacionado com as calciossilicatadas intercalado aos gnaisses granatíferos
Mon04	617687	7487651	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon05	617646	7487725	Rochas Calcissilicáticas
Mon06	617545	7487783	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e veio aplítico
Mon07	617506	7487839	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas com níveis de anfibolitos
Mon08	617482	7487856	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e presença de percolações de óxidos de manganês
Mon09	617417	7487873	Gnaise granatífero micáceo. Solo avermelhado.
Mon10	617366	7487916	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e rochas calcissilicáticas
Mon11	617294	7487943	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e presença de percolações de óxidos de manganês
Mon12	616922	7487839	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e presença de percolações de óxidos de manganês
Mon13	616706	7487851	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e presença de percolações de óxidos de manganês
Mon14	616220	7487873	Rochas calcissilicáticas e anfibolíticas
Mon15	616179	7488238	Rochas calcissilicáticas
Mon16	617368	7486410	Biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon17	617348	7486347	Biotita-gnaise
Mon18	616293	7485427	Blocos de basalto rolado com característica esfoliação esferoidal
Mon19	616218	7485414	biotita-gnaise empobrecido em granadas
Mon20	616169	7485347	Dique subvertical de diabásio com aproximadamente 2 m de espessura e cortando faixas gnáissicas
Mon21	615951	7485226	Biotita-gnaise
Mon22	615685	7485042	Biotita-gnaise
Mon23	618062	7486463	Biotita-gnaise
Mon24	617903	7486229	Biotita-gnaise com granadas acessórias como mineral acessório
Mon25	617836	7486096	Biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon26	618306	7487419	Biotita-gnaise
Mon27	618431	7487618	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon28	620105	7488620	Biotita-gnaise
Mon29	620810	7488734	Biotita-gnaise com minerais de granada e turmalina como acessórios
Mon30	621016	7489805	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon31	619691	7489804	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e presença de percolações de óxidos de manganês
Mon32	621986	7488485	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon33	621881	7488419	Antiga lavra de Mármore em lentes intercaladas com biotita-gnaisses e rochas calcissilicáticas. Sítio do Sr. Celeste
Mon34	617375	7486290	Biotita-gnaise com presença de magnetita disseminada
Mon35	617448	7486227	Dique de diabásio
Mon36	617455	7486079	Biotita-gnaise com presença de magnetita disseminada
Mon37	622072	7488704	Biotita-granada gnaise Porfiroblástico
Mon38	621777	7487674	Biotita-granada gnaise Porfiroblástico
Mon39	621524	7487442	Rochas Calcissilicáticas
Mon40	621149	7487089	Anfibolito com feições orto-derivadas
Mon41	621149	7487089	Biotita-gnaise com presença de magnetita disseminada
Mon42	621000	7487033	Biotita-granada gnaise Porfiroblástico
Mon43	619242	7487673	Biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon44	620518	7489938	Rochas Calcissilicáticas
Mon45	616409	7485893	Forme lavra abandonada de mármore com presença de forno de rochas para produção de cal virgem. Sítio da Sra. In
Mon46	617586	7484613	Blocos de magnetita-quartzitos e rochas calcissilicáticas principalmente
Mon47	617785	7484659	Biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon48	617837	7484907	Grande afloramento de rochas calcissilicáticas
Mon49	617812	7484954	Biotita-granada gnaise Porfiroblástico
Mon50	617828	7485115	Rochas calcissilicáticas com características de intenso processos miloníticos
Mon51	617848	7485308	Biotita-gnaise
Mon52	617950	7485425	Biotita-gnaise cortado por um pequeno pegmatito com presença de turmalinas
Mon53	617868	7485671	Granada-Biotita-gnaise
Mon54	617881	7485629	Granada biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon55	617809	7485824	Biotita-gnaise
Mon56	617817	7486040	Dique de diabásio intrudido nos biotita-gnaisses
Mon57	621301	7488840	Granada-biotita-gnaise
Mon58	622278	7488537	Granada-biotita-gnaise
Mon59	624500	7489100	Material aluvionar com presença de blocos quartzíticos
Mon60	625400	7487201	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon61	624836	7487430	Grande afloramento de ortognaise
Mon62	624023	7486785	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon63	623358	7485985	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon64	623252	7485585	Biotita-gnaise
Mon65	624626	7489766	Paleodépósito de talus com presença de blocos anfibolíticos e rochas calcissilicáticas
Mon66	623522	7486822	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon67	623015	7484330	Ortognaise
Mon68	625419	7487885	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon69	624894	7487640	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon70	624311	7487004	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"

Mon71	623970	7486738	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon72	623034	7487118	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon73	623664	7484621	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon74	624185	7484594	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon75	624580	7484166	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon76	624813	7488420	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon77	623273	7487251	Quartzito puro
Mon78	623624	7487593	Ortognaisse porfiroblástico
Mon79	623015	7484330	Ortognaisse porfiroblástico
Mon80	621785	7486065	Magnetita-quartzito
Mon81	622284	7486435	Magnetita-quartzito
Mon82	621148	7489181	Magnetita-quartzito em grandes blocos
Mon83	618916	7488369	Granada-biotita-gnaise
Mon84	619620	7488426	Granada-biotita-gnaise
Mon85	623564	7489119	Biotita-gnaise
Mon86	622924	7488951	Biotita-gnaise
Mon87	617666	7486796	Biotita-gnaise
Mon88	615192	7484538	Biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon89	615174	7484513	Dique de diabásio intrudido nos biotita-gnaisses
Mon90	614616	7483981	Granada biotita-gnaise com fortes características miloníticas (granulometria fina, estiramento de minerais, etc)
Mon91	614566	7483948	Lavra abandonada de mármore com presença de antigo forno de rochas para fabricação de cal virgem
Mon92	618464	7484779	Rocha Básica ígnea ultramáfica com pirita acessório (Basalto)
Mon93	618184	7485019	Biotita-gnaise
Mon94	618248	7485142	Biotita-gnaise
Mon95	618675	7484804	Biotita-gnaise
Mon96	618659	7485698	Biotita-gnaise
Mon97	618442	7485621	Biotita-gnaise
Mon98	618897	7485303	Rocha Básica ígnea ultramáfica com pirita acessório (Basalto)
Mon99	619710	7485343	Quartzito puro
Mon100	619573	7485422	Quartzito puro
Mon101	619614	7485371	Quartzito puro
Mon102	619573	7485422	Magnetita-quartzito
Mon103	617408	7485838	Rochas calcissilicáticas
Mon104	616459	7486250	Rochas calcissilicáticas
Mon105	615830	7486264	Rochas calcissilicáticas mais esbranquiçadas
Mon106	615868	7486276	Rocha Básica ígnea ultramáfica com pirita acessório (Basalto)
Mon107	616103	7486238	Granada-Biotita-gnaise com características de fusão parcial (Migmatito)
Mon108	619428	7487306	Pegmatito mineralizado em berilo e turmalina intrudido subverticalmente nos biotita-gnaisses milonitizados
Mon109	618936	7488950	Granada-Biotita-gnaise com características de fusão parcial (Migmatito)
Mon110	619299	7487510	Biotita-granada gnaise
Mon111	619777	7487957	Blocos de rochas quartzíticas, calcissilicáticas e esferoides máficas
Mon112	619949	7487849	Biotita-gnaise de grãos mais grossos
Mon113	620144	7487747	Biotita-gnaise de grãos mais grossos
Mon114	620600	7488526	Biotita-gnaise de grãos mais grossos
Mon115	620583	7488620	Blocos de rochas quartzíticas, calcissilicáticas e esferoides máficas
Mon116	618184	7485019	Biotita-gnaise
Mon117	618248	7485142	Biotita-gnaise de grãos mais grossos
Mon118	616613	7486440	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon119	617629	7485578	Pequeno aplito com turmalina acessório
Mon120	617408	7485838	Rochas calcissilicáticas intercaladas nos biotita-gnaise
Mon121	619804	7489460	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon122	619906	7489307	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon123	619427	7489307	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon124	619866	7489769	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon125	619689	7489805	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon126	621882	7488419	Granada-Biotita-gnaise
Mon127	621203	7489020	Granada-Biotita-gnaise de grãos médios
Mon128	621027	7488833	Granada-Biotita-gnaise de grãos médios
Mon129	617864	7485708	Pegmatito
Mon130	617247	7483584	Ortognaisse porfirítico
Mon131	617365	7483657	Aplito com turmalina e mineral rosado (Quartzo rosa?) cortando calcissilicáticas milonitizadas
Mon132	617560	7483709	Ortognaisse porfirítico
Mon133	619495	7489626	Rochas calcissilicáticas
Mon134	619427	7489023	Migmatito com presença de quartzo fitado
Mon135	618389	7484855	Granito rosado rico em pórfiros de microclina
Mon136	618353	7486077	Granito leucocrático, Sienogranito.
Mon137	617385	7488263	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon138	617397	7488785	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon139	617476	7488581	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas e rochas calcissilicáticas intercaladas
Mon140	618175	7487510	Pegmatito peculiar com presença de granadas centimétricas

Mon141	617826	7487585	Pegmatito
Mon142	617795	7486051	Rochas calcissilicáticas
Mon143	618008	7486235	Rochas calcissilicáticas
Mon144	618096	7486129	Pegmatito
Mon145	617934	7485948	Granito leucocrático, Sienogranito com veios quartzo-feldspáticos decimétricos
Mon146	616877	7486316	Pegmatito
Mon147	618075	7486557	Granada-Biotita-gnaise
Mon148	618375	7486636	Seixos de basaltos, rochas calcissilicáticas e do granito hololeucático
Mon149	618642	7486528	Biotita-gnaise
Mon150	618686	7486249	Biotita-gnaise
Mon151	618796	7486254	Magnetita-quartzito sustentando topo de morrote
Mon152	618525	7486769	Blocos basálticos
Mon153	618634	7486851	Blocos quartzíticos
Mon154	618714	7486898	Blocos quartzíticos
Mon155	618833	7486907	Blocos quartzíticos
Mon156	619033	7487122	Biotita-gnaise
Mon157	619332	7487166	Biotita-gnaise
Mon158	619480	7487218	Grande afloramento de magnetita-quartzito
Mon159	620114	7489425	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon160	619910	7489319	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon161	623255	7487641	Magnetita-quartzito
Mon162	618389	7484855	Granitóide porfirítico
Mon163	616702	7486406	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon164	621088	7488874	Biotita-gnaise
Mon165	617497	7483552	Biotita-gnaise
Mon166	619514	7487208	Magnetita-quartzito
Mon167	617750	7487020	Ocorrência de mármores intercalados nos gnaisses granatíferos
Mon168	619864	7487927	Blocos de mármore aflorando em superfície, intercalados nos biotita-gnaisses milonitizados
Mon169	619714	7487733	Rochas calcissilicáticas
Mon170	619394	7487768	Inclusões anfíbolíticas nos biotita-gnaisses milonitizados
Mon171	619745	7487716	Pegmatito
Mon172	618006	7485986	Granito leucocrático, Sienogranito.
Mon173	619849	7487577	Pegmatito
Mon174	617943	7486050	Rochas calcissilicáticas próximas a um corpo granítico
Mon175	617899	7485918	Rochas calcissilicáticas e mármore impuro
Mon176	619572	7487918	Dique Anfíbolítico
Mon177	617913	7484594	Granito porfirítico
Mon178	614180	7484647	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon179	616037	7486664	Rochas calcissilicáticas
Mon180	615815	7486722	Rochas calcissilicáticas
Mon181	616069	7485991	Rochas calcissilicáticas
Mon182	616577	7487785	Rochas calcissilicáticas
Mon183	621469	7484664	Biotita-gnaise
Mon184	622012	7485683	Biotita-gnaise
Mon185	620556	7486635	Rochas calcissilicática
Mon186	623877	7484893	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon187	624258	7484236	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon188	625295	7486967	Biotita-gnaise com mega cristais de feldspato "augen"
Mon189	621485	7484628	Biotita-gnaise
Mon190	622025	7485676	Biotita-gnaise
Mon191	625179	7488216	Biotita-gnaise
Mon192	622840	7487316	Biotita-gnaise
Mon193	622579	7489466	Biotita-gnaise
Mon194	620997	7490488	Gnaise granatífero fortemente alterado de granadas centimétricas
Mon195	623594	7488305	Biotita-gnaise
Mon196	619395	7487783	Inclusões anfíbolíticas nos biotita-gnaisses milonitizados
Mon197	619599	7487926	Inclusões anfíbolíticas nos biotita-gnaisses milonitizados
Mon198	619828	7486991	Mármore dolomítico