

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Guilherme Gaidukas

Contribuição à Geologia do Distrito de Antônio Pereira,
Ouro Preto, MG

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita
Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP
2016

552.4 Gaidukas, Guilherme

G137c Contribuição à geologia do distrito de Antônio Pereira,
Ouro Preto, MG / Guilherme Gaidukas. - Rio Claro, 2016
83 f. : il., figs., gráfs., tabs.

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade
Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Guillermo Rafael Béltran Navarro

1. Rochas metamórficas. 2. Supergrupo Minas. 3.
Formação Gandarela. 4. Petrografia. 5. Mineralogia. I. Título.

Guilherme Gaidukas

Contribuição à Geologia do Distrito de Antônio Pereira,
Ouro Preto, MG

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita
Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

_____ (orientador)

Rio Claro, ____ de _____ de _____.

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do orientador

Dedico este trabalho à minha família
À minha mãe Valderli, ao meu pai Daniel
Ao meu irmão Augusto, à minha irmã Bruna
À Minha avó Clarice, ao meu avô Wanderley

“O conhecimento é uma aventura em aberto. O que significa que aquilo que
saberemos amanhã é algo que desconhecemos hoje;
e esse algo pode mudar as verdades de ontem.”

Karl Popper

AGRADECIMENTOS

O autor desta monografia gostaria de expressar os mais sinceros agradecimentos às seguintes pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho:

ao *Prof. Dr. Guillermo Beltrán Navarro*, do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, pela orientação da pesquisa e cuidadosa revisão dos textos;

ao *PhD. Martin Smith*, da School of Environment and Technology da University of Brighton, pela oportunidade dada ao autor de estagiar junto aos laboratórios de difração de raios-X e microscopia eletrônica de varredura desta referida universidade, experiência que proporcionou ao autor enorme interesse nestes métodos de análise mineralógica;

ao *geólogo Daniel Françoso Godoy*, pela preparação das amostras e pelo auxílio prático nos experimentos com o microscópio eletrônico;

ao *técnicos Adilson José Rossini e Vladimir Barbosa Junior* pela preparação das amostras e execução das análises de fluorescência de raios-X;

à *geóloga Cibele Carolina Montibeller* pela imprescindível ajuda na preparação e execução dos difratogramas de raios-X;

ao *técnico Nelson Pereira Lopes Junior*, pela confecção das lâminas delgadas;

à *estudante Mylena Campos Imai*, pela formatação do texto e pela caprichosa confecção das tabelas e figuras contidas neste trabalho; pelos cuidados, pela atenção e pelo apoio ao longo destes quase dois anos.

O autor também agradece à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” e à FUNDUNESP pelo suporte financeiro para realização desta pesquisa.

RESUMO

No distrito de Antônio Pereira (município de Ouro Preto, estado de Minas Gerais) afloram rochas metassedimentares paleoproterozoicas atribuíveis aos Grupos Caraça, Itabira, Piracicaba, Sabará e Itacolomi do Supergrupo Minas (Quadrilátero Ferrífero), além de coberturas cenozoicas. A principal unidade exposta nesta região é a Formação Gandarela (Grupo Itabira), sendo as demais apenas de ocorrência mais restrita. Com efeito, um estudo mais pormenorizado das rochas desta formação foram empreendidos. As diversas litologias desta formação aflorantes no distrito foram individualizadas e quatro tipos petrográficos foram definidos, a saber: mármore dolomíticos, itabiritos dolomíticos, metacherts e filitos (ou xistos) pelíticos. Um reconhecimento preliminar da mineralogia e descrição dos diversos aspectos microtexturais e microestruturais destas rochas foram levados a cabo à luz do microscópio petrográfico. A microscopia eletrônica de varredura determinou fases minerais não reconhecidas na petrografia convencional, assim como obteve-se a composição química aproximada de certos cristais. As análises de difração de Raios-X auxiliou na identificação dos minerais e complementou as análises microscópicas uma vez que, muitas vezes, algumas fases minerais não podem ser identificadas em seções delgadas, seja pelo tamanho dos cristais ou dificuldade na determinação de suas propriedades. Por fim, a análise por fluorescência de Raios-X determinou a composição química destas rochas e diagramas geoquímicos foram gerados.

Palavras-chave: Supergrupo Minas; Formação Gandarela; Petrografia; Mineralogia

ABSTRACT

In the district of Antônio Pereira (Ouro Preto city, state of Minas Gerais) outcrop metasedimentary rocks attributable to the Caraça, Itabira, Piracicaba, Sabará and Itacolomi Groups of the Minas Supergroup (Iron Quadrangle), as well Cenozoic coverings. The main unit exposed in this region is the Gandarela Formation (Itabira Group) whereas the others units have being only more restricted occurrence. Therewith, a more detailed study of these rocks formation was undertaken. The different lithologies of this formation in the district were individualized and four petrographic types were defined, namely: dolomitic marbles, dolomitic itabirite, metacherts and pelites (or schists). A preliminary recognition of mineralogy and description of the various microtexture and microstructural aspects of these rocks were carried out under the petrographic microscope. Scanning electron microscopy determined unrecognized mineral phases in conventional petrography, as well as obtaining the approximate chemical composition of certain crystals. X-ray diffraction aided the identification of minerals and complemented the microscopic analyses since, often, some mineral phases can not be identified in thin sections, either by the size of the crystals or difficulty in determining their properties. Finally, X-ray fluorescence analysis determined the chemical composition of these rocks and geochemical diagrams were generated.

Key-words: Minas Supergroup, Gandarela Formation, Petrography, Mineralogy

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo. O quadrado negro indica o Distrito de Antônio Pereira.	16
Figura 2. Esboço geológico do Cráton do São Francisco (Segundo Hasui <i>et al.</i> , 2012).....	23
Figura 3. Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Alkmim <i>et. al.</i> s.d.)	24
Figura 4. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (segundo DORR II, 1969). Modificado por Scliar (1992).	25
Figura 5. Imagem de satélite multiespectral do Quadrilátero Ferrífero (Landsat 7 <i>in</i> : Uhlein & Noce, 2012)	25
Figura 6. Modelo para Evolução Geológica da "Bacia Minas" Adaptado de Alkmim & Marshak (1998).	36
Figura 7a. Mapa Geológico da Região de Antônio Pereira, segundo CPRM (2006).....	39
Figura 7b. Coluna litoestratigráfica esquemática da região de Antônio Pereira, segundo CPRM (2006).	40
Figura 8. Flogopita-margarita-quartzo mármore dolomítico: o litotipo preponderante do presente estudo.	46
Figura 9. Mármore dolomítico. Em (a) porções mais puras, quase que exclusivamente formadas por dolomita e calcita; em (b) porções mais impuras.	46
Figura 10. Aspectos microscópicos gerais dos flogopita-margarita-quartzo mármores. Mrg: margarita; Dol: dolomita; Qtz: quartzo. Nicóis paralelos. Largura da foto: 0,4 mm.	48
Figura 11. Imagem MEV de cristal de dolomita exibindo pronunciada clivagem {1011}.	48
Figura 12. Cristal de flogopita (Flg). Note as inclusões de quartzo globulares e minúsculas agulhas de rutilo. Mrg: margarita; Dol: dolomita; Qtz: quartzo. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,3 mm.	48
Figura 13. Cristais de margarita (Mrg) e muscovita (Ms) dando um aspecto um tanto resino-prateado ao mármore. Essa feição é muito característica para essas rochas.	50
Figura 14. Cristal de margarita salpicado de inclusões de quartzo. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,2 mm.	50

Figura 15. Cristal de margarita (A) crescido tardiamente (provavelmente em ambiente rúptil). Note que os cristais de quartzo e dolomita (B) estão crescidos perpendicularmente ao cristal de margarita. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,4 mm.	51
Figura 16. Cristais de muscovita (Ms) em meio a matriz quartzo-dolomítica (Qtz-Dol). Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (à frente). Largura da foto: 0,5 mm.	51
Figura 17. Cristais opacos euédricos. Tratam-se de porfiroblastos de magnetita (Mgt) em meio à matriz quartzo-dolomítica (Qtz-Dol). Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (à frente). Largura da foto: 0,8 mm.	53
Figura 18. Imagem MEV com destaque à magnetita. Ocorrem inúmeras exsoluções de ilmenita em seu interior, principalmente nas bordas dos cristais.	54
Figura 19. Leitos hematíticos nos mármore. Observe um pequeno veio de quartzo ao lado direito da escala (moeda).	54
Figura 20. Mármore de aspecto salpicado: cristais escuros de magnetita acima e acastanhados/amarelados de sulfetos (provavelmente pirrotita) abaixo.	54
Figura 21. Vista geral de afloramento de itabirito dolomítico. Observar dobras apertadas, isoclinas próximo ao centro da foto. Altura da foto: cinco metros.	57
Figura 22. Imagem MEV de cristais tabulares de specularita bem alinhados, junto à abundantes cristais de dolomita em itabirito dolomítico.	57
Figura 23. Metachert. Rocha eminentemente granoblástica com poucos domínios lepidoblásticos, definidos por cristais de muscovita (Ms). Observe alguns cristais de carbonatos (Cal) na porção superior esquerda da foto. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,4 mm.	58
Figura 24. Amostra de filito/xisto fino amarelo-prateado com diversos porfiroblastos de magnetita.	60
Figura 25. Fotomicrografia de filito pelítico. Cristais de muscovita (Ms) exibindo elevada birrefringência e clivagem perfeita segundo {001}. Dol: dolomita; Mgt: magnetite. Largura da foto: 0,6 mm.	60
Figura 26. Arcos poligonais de muscovita desenhando micro-dobras. Acima porções granoblásticas ricas em quartzo e abaixo porção lepidoblásticas rica em micas. Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (a frente). Largura da foto: 0,3 mm.	61
Figura 27. Imagem MEV de “livro-de-micas”. Trata-se de cristais bem formados de muscovitas geminados no plano de composição {001}.	61

Figura 28. Cristais de goethita exibindo hábitos botroidais ou mamelares.	63
Figura 29. Cristais idiomórficos octaédricos de magnetita encontrados nos solos da região.	63
Figuras 30 e 31. Difratomogramas das amostras G-00 e G-01.....	65
Figuras 32 e 33. Difratomogramas das amostras G-02 e G-03.....	66
Figuras 34 e 35. Difratomogramas das amostras G-04 e G-05.....	67
Figura 36. Difrátograma da amostra G-06.....	68
Figura 37. Diagrama de composição $1/3 \text{ SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ discriminando os campos das rochas sedimentares e tendência das rochas ígneas, baseado em Wahlstrom & Kim (1959).....	72
Figura 38. Diagrama de composição $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO} + \text{FeO}$ apresentando as áreas das rochas sedimentares e as tendências das rochas ígneas, segundo Wahlstrom & Kim (1959).	72
Figura 39. Diagrama ACF apresentando os campos de composição química das rochas ígneas e sedimentares. 1– Pelitos; 2– Margas; 3– Calcários; 4– ígneas básicas; 5– ígneas ultrabásicas; 6– grauvacas; 7– rochas quartzo-feldspáticas; 8– rochas ferríferas. Baseado em Winkler (1977). 73	73
Figura 40. Diagrama petrogenético $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ de Turner (1981) das rochas metamórficas do Distrito de Antônio Pereira. Cal: Calcita; Dol: Dolomita; Mg: Magnesita; Fo: Forsterita; Di: Diopsídio; Tr: Tremolita; Tc: Talco; Qz: Quartzo.....	77

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1. Síntese dos Eventos Tectônicos do Quadrilátero Ferrífero.....	35
Tabela 2. Síntese dos dados Petrográficos das rochas deste estudo.	44
Tabela 3. Análise geoquímica dos elementos principais das rochas do Distrito de Antônio Pereira	70
Tabela 4. Análise geoquímica dos elementos menores e traços das rochas do Distrito de Antônio Pereira	71

SUMÁRIO

1. Introdução	15
2. Objetivos	15
3. Localização e Vias de Acesso	16
3.1 Aspectos Fisigráficos	16
4. Materias e Métodos	18
4.1 Análise Petrográfica	18
4.2 Difração de Raios-X.....	19
4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	20
4.4 Flourescência de Raios-X	21
5. Geologia Regional.....	22
5.1 Unidades Litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero	26
5.1.1 Embasamento	26
5.1.2 Supergrupo Rio das Velhas	27
5.1.2.1 Grupo Quebra-Osso	27
5.1.2.2 Grupo Nova Lima	27
5.1.2.3 Grupo Maquiné	28
5.1.3 Supergrupo Minas	28
5.1.3.1 Grupo Tamanduá.....	28
5.1.3.2 Grupo Caraça	29
5.1.3.3 Grupo Itabira	30
5.1.3.4 Grupo Piracicaba.....	30
5.1.3.5 Grupo Sabará.....	31
5.1.3.6 Grupo Itacolomi	32
5.2 Metamorfismo	32
5.3 Tectônica	33
6. Geologia Local	37
7. Resultados e Discussões.....	43
7.1 Caracterização dos Materiais Geológicos	43
7.1.1 Mármore dolomíticos	43
7.1.2 Itabiritos dolomíticos	55

7.1.3 Metacherts	58
7.1.4 Filitos e/ou xistos finos pelíticos.....	59
7.1.5 Solos	62
7.2 Análise da Difração de Raios-X.....	64
7.3 Análise Litogeoquímica	69
7.4 Discussões acerca do Metamorfismo	74
8. Conclusões e Recomendações	78
9. Bibliografia	79

1. Introdução

Um dos mais antigos povoados de Minas Gerais, o velho arraial de Antônio Pereira, hoje distrito de Ouro Preto, mantém uma histórica tradição mineradora que remonta ao início do século XVII. A vila, fundada por bandeirante que empresta seu nome ao local, teve início com as atividades ligadas ao Ciclo do Ouro, donde diversas expedições para lá seguiram à procura deste precioso mineral.

A região do Quadrilátero Ferrífero, onde se encontra Antônio Pereira, despertou o interesse dos naturalistas desde o início do século XIX. Eschwege (1833) e Henwood (1871), célebres observadores do mundo natural, realizaram investigações geológicas precursoras nessa porção do Sudeste brasileiro.

A mais antiga referência na literatura geológica sobre o distrito mineiro de Antônio Pereira é a de Hausmann & Wöhler (1841). Trabalho pioneiro, versando sobre a Anthosiderita (complexo óxido/hidróxido de ferro), estes autores descreveram, então, esta nova espécie mineral encontrada na região, além de tecer algumas considerações sobre outros minerais ali ocorrentes.

Consagrado no meio geológico pela bem-conhecida lavra de Topázio Imperial, esse distrito de Ouro Preto tem merecido a atenção de diversos pesquisadores (GANDINI, 1994; ALMEIDA, 2004; ROJAS, 2008) face a ocorrência peculiar desta gema.

Digna de nota é a importante ocorrência de ouro na região. Antônio Pereira inclui-se no contexto geológico do Distrito Aurífero de Mariana (RIBEIRO-KWITKO & OLIVEIRA, 2004), integrando um dos históricos locais de lavra de ouro de Minas Gerais. Segundo esses autores, o ouro ocorre em veios quartzo-carbonáticos associado a arsenopirita. Ainda postulam uma correlação genética entre os depósitos de Antônio Pereira e a famosa Mina de Passagem de Mariana.

2. Objetivos

Sugestivamente, face à grande importância econômica que a região do Quadrilátero Ferrífero exerce a nível nacional e frente ao histórico geológico promitente de Ouro Preto e arredores, procurou-se desenvolver estudos mineralógicos mais pormenorizados afim de uma melhor caracterização das rochas ali aflorantes.

Neste estudo, o propósito maior reside numa contribuição ao conhecimento da mineralogia de Antônio Pereira e cercanias; os dados aqui adquiridos podem, de certa forma,

complementar trabalhos prévios e revelar apreciações inéditas à literatura geológica de Minas Gerais. Contudo, não se perde de vista, ainda, o intuito de caracterizar tais assembleias minerais interpretá-las em um contexto geológico maior, como resultado de processos físicos e químicos que levaram, ao longo de milhões de anos, sua formação.

3. Localização e Vias de Acesso

A área em estudo situa-se na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais, a cerca de 100 km de Belo Horizonte, no distrito de Antônio Pereira, município de Ouro Preto (Figura 1). O distrito de Antônio Pereira localiza-se a 24 km a nordeste de Ouro Preto. O acesso à área se dá pela BR-356 até o município de Mariana e pela MG-129 até o distrito de Antônio Pereira.



Figura 1. Localização da área de estudo. O quadrado negro indica o Distrito de Antônio Pereira.

3.1 Aspectos Fisigráficos

Antônio Pereira é um dos treze distritos do município de Ouro Preto. Conforme o censo brasileiro de 2010 (IBGE, 2010) Ouro Preto abriga uma população de 70.227 habitantes, distribuída em seus 1.245.114 km².

O clima da região é semitropical (Cwb, de acordo com a classificação climática de Köppen-Geiger). As temperaturas máximas raramente atingem 30°C e a temperatura mínima média é pouco inferior a 20°C. Em Antônio Pereira, o clima predominante é do tipo tropical de altitude, caracterizado por um período chuvoso no verão e seco no inverno. As temperaturas, bem definidas porém com certa variação, são em uma média anual algo em torno de 18 a 22°C (NATALI & VIEIRA, 1995).

A região abriga majoritariamente campos rupestres, matas de Pinhais (principalmente Araucárias), florestas de candeias, além de possuir remanescentes da Mata Atlântica. O vegetação de cerrado também é presente, sendo mais expressiva nos arredores de Ouro Preto.

A vegetação local parece relacionar-se com as diferentes litologias presentes e com a conformação geomorfológica. Nas porções onde há predomínio de substrato rico em xistos, a vegetação é representada por matas fechadas com árvores de médio a grande porte. Já nas áreas de solo quartzoso provinda de unidades quartzíticas, a vegetação é tipicamente constituída de gramíneas e pequenos arbustos dispersos. Na canga laterítica, que cobre quase que a totalidade das encostas da Serra de Antônio Pereira, a vegetação é extremamente pobre.

A chamada Serra de Antônio Pereira correspondente ao flanco norte do Anticlinal de Mariana. Apresenta uma marcante erosão diferencial, que promove a remoção da cobertura de canga laterítica expondo as unidades litológicas sotopostas, como os itabiritos da Formação Cauê, os filitos da Formação Batatal e os quartzitos da Formação Moeda. Os litotipos da Formação Gandarela caracterizam um relevo de morros mais suaves, embora também apresentem áreas mais abruptas e escarpadas.

Segundo Grandchamp *et al.* (1995), a região de Antônio Pereira pode ser dividida em três compartimentos: i) relevo ondulado de morros suaves; ii) chapadões de canga sobre itabiritos e iii) escarpas fortes e cristas em litologias mais resistentes, como quartzitos e certos itabiritos. A altitude média da região é de 1.116 metros com uma variação de até 600 metros.

A região abriga as nascentes dos rios das Velhas, Piracicaba, Gualaxo do Norte, Gualaxo do Sul, Mainarte e Ribeirão Funil.

4. Materias e Métodos

Após uma fase inicial de familiarização com a literatura geológica existente sobre a região do Quadrilátero Ferrífero, levantou-se o maior número possível de artigos científicos, dissertações de mestrado e teses de doutoramento sobre a Geologia da porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, com especial ênfase as folhas de Mariana e Ouro Preto. A esta etapa sucederam-se compilações dos diferentes mapas geológicos disponíveis afim de integrar as diversas temáticas destes e compreender melhor a estratigrafia e a estruturação da região estudada.

Durante o mês de Janeiro de 2016, ocorreu a saída de campo da Disciplina “Mineralogia Sistemática” à Ouro Preto (ofertada aos alunos do primeiro ano de Graduação em Geologia), oportunidade em que o autor serviu como aluno-monitor da excursão. Durante os trabalhos de campo realizou-se coleta de amostras e interpretações preliminares da Geomorfologia da região.

O **material de estudo** desta presente monografia trata-se de rochas metamórficas carbonáticas e pelíticas, além de veios hidrotermais associados. Compreende-se desde mármores, metadolomitos, itabiritos dolomíticos, filitos e metacherts, todos pertencentes à litoestratigrafia do Supergrupo Minas (Paleoproterozoico do Quadrilátero Ferrífero).

O acervo de rochas deste estudo foi fortemente complementado com amostras de excursões prévias e com amostras do próprio autor. Destas amostras, foram selecionadas as de maior interesse para estudos mais específicos de laboratório, os quais consistiram em descrições e análises petrográficas à vista desarmada e em seções delgadas; análises de quimismo mineral e estudos microestruturais.

Os trabalhos analíticos efetuados visaram a obtenção de dados para a interpretação petrológica e geoquímica. As técnicas empregadas serão discutidas a seguir.

4.1 Análise Petrográfica

O **exame macroscópico** destas rochas foi realizado com o auxílio de lupa da marca Intex com aumento linear de 10x e 20x e teve como objetivo a descrição petrográfica inicial e seleção para exames microscópicos.

O **exame microscópico** das seções delgadas procedeu-se em um microscópio petrográfico polarizador, modelo Olympus BX-40 (com objetivas de 4x, 10x e 50x) e noutro modelo Leitz Wetzlar SM-LUX POL (com objetivas de 4x, 10x, 25x e 63x). As lâminas delgadas foram analisadas à luz transmitida, sendo observado as características microscópicas dos minerais, tais como relevo, cor, pleocroísmo, hábito, clivagem, além da observação com nicóis cruzados (ortoscopia e conosopia), suas relações microtexturais e suas tramas microtectônicas.

4.2 Difração de Raios-X

A difratometria de raios-X é uma forma rápida de obter dados qualitativos sobre a composição mineralógica de materiais geológicos. Isto permite, através de *software* próprio, determinar os minerais presentes nas amostragens que não puderam ser adequadamente identificados através da análise de lâminas delgadas, desde que estes minerais estejam presentes em uma proporção superior a 5% do volume total.

Um dos métodos de difração de Raios-X, segundo Azaroff & Buerger (1958), mais importantes para a identificação das espécies minerais é o chamado “Método do Pó”. Além da identificação, essa técnica permite a medição dos parâmetros da cela unitária dos cristais. As amostras selecionadas para análise foram fragmentadas e uma parte dos fragmentos de cada amostra foi moída em um moinho pulverizador de panelas, até granulometria passante em peneira de 200 mesh (menores que 0,074 mm).

Foram realizados sete difratogramas das rochas utilizando-se, para tal, o Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp – Rio Claro (IGCE Unesp), equipado com aparelho da marca PANalytical EMPYREAN. As condições de operação foram realizadas utilizando-se radiação $\text{CuK}\alpha 1$ ($WL = 1,54056\text{\AA}$) e filtro de Ni. Foi utilizado o Módulo Flat, com leitura contínua do goniômetro. O ângulo 2θ de início foi de 3° e de término foi de 65° , com passo de $3,8''$ e tamanho do passo de $0,008^\circ$ (velocidade de scan de $0,27^\circ/\text{s}$). Ao difratômetro foi acoplado módulo acelerador X'Celerator, que reduziu em 40% o tempo de análise. O tempo total de análise foi de $3'52''$ e a corrente empregada de 30mA a uma voltagem de 40kV.

Os difratogramas gerados foram interpretados através do *software* X'Pert Highscore Plus, com base de dados ICDD PDF2, de 2012.

4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Este método tem como princípio a incidência de um fino feixe de elétrons produzido por um filamento de tungstênio, que “varre” a superfície da amostra previamente metalizada, colocada no interior de uma câmara de vácuo do microscópio eletrônico de varredura (MEV). Em decorrência desta irradiação eletrônica são emitidos elétrons secundários e retroespalhados além de outros componentes a partir da superfície da amostra. Esses sinais são detectados, ampliados e enviados à tela de um tubo de raios catódicos mostrando uma imagem da amostra, varrida sincronicamente. Esta técnica permite a análise da composição química (EDS) através do número atômico, uma vez que cada elemento emitirá espectros de Raio-x em determinados comprimentos de onda e energia, além da análise da sua morfologia.

Sete amostras foram selecionadas para as análises composicionais EDS. Os dados foram obtidos no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do mesmo departamento e instituto anteriormente mencionados. O equipamento, da marca JEOL modelo JSM-6010-LA, conta com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de Raios-x de dispersão por energia (EDS). As microanálises elementares quantitativas foram realizadas em lâminas polidas das rochas. Para tanto, as amostras foram polidas no Laboratório de Laminação e cobertas por uma película de carbono, utilizando-se metalizador automático do Laboratório de Preparação de Amostras. As condições de operação do aparelho de Varredura Eletrônica foram as seguintes: potencial de aceleração 10 kV, corrente de amostra 0,05 μ A, tempo de interação nos contadores de 10” e diâmetro aproximado do feixe eletrônico de 1,0 μ .

O programa analítico constou, principalmente, da análise dos minerais carbonáticos, silicáticos, óxidos, hidróxidos e sulfetos. Os valores constantes nesta monografia são o resultado de cerca de cinquenta determinações tomadas em mais de quarenta grãos diferentes das diversas lâminas analisadas. Foram realizados, ainda, de forma rotineira, a leitura das porções centrais e de bordas dos grãos objetivando-se detectar possíveis zoneamentos dos cristais.

4.4 Fluorescência de Raios-X

De acordo com a visão de Chvátal (2007), a Fluorescência de Raios-X é uma das técnicas analíticas mais importantes da atualidade. Esta técnica consiste na determinação da composição química (elementos maiores, menores e traços) de uma amostra pulverizada até a granulação adequada. Essa leitura se dá através da incidência de uma corrente eletrônica de alta energia, gerado em alto vácuo na amostra, de onde são emitidos os comprimentos de onda característicos dos elementos presentes nos minerais. A incidência do feixe eletrônico na superfície da amostra provocará a formação de Raios-X, em consequência da interação de elétrons de alta energia com os átomos dos elementos presentes nas amostras.

Os óxidos determinados foram: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Os elementos menores e traços foram: Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V e Ga.

As determinações analíticas de elementos maiores foram realizadas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X empregando amostras fundidas em matriz de borato. As amostras de elementos-traços foram prensadas.

4.5 Redação dos Textos

Após os trabalhos laboratoriais, processou-se a confecção das figuras, tabelamento dos dados, bem como a redação do presente texto.

5. Geologia Regional

Localizado na porção centro-sudeste do Estado de Minas Gerais ocupando uma área aproximada de 7.000 km², o Quadrilátero Ferrífero está inserido na porção sudeste da Província Estrutural Cráton do São Francisco (Figura 2).

Foi Moraes Rego (1923) quem inaugurou na literatura geológica a expressão “Quadrilátero Ferrífero” ao enunciar seus vértices, cuja forma assemelha-se a um quadrado: “É no centro de Minas, no quadrilátero compreendido entre Belo Horizonte, Santa Bárbara, Congonhas e Mariana (...) a ocorrência das jazidas de Ferro”.

Anteriormente tido como a continuação meridional da Serra do Espinhaço e circunvizinho de gnaisses tonalítico-graníticos arqueanos, o Quadrilátero Ferrífero assinala em sua coluna estratigráfica (Figura 3) rochas cristalinas arqueanas a proterozoicas, além de coberturas sedimentares cenozoicas. Tais rochas registram, de modo insuspeito, as evoluções litoféricas, atmosféricas, de biosfera e de hidrosfera que nosso planeta sofreu nos primórdios de seu desenvolvimento geológico, a exemplo máximo o evento de oxidação anaeróbica dos oceanos e, posteriormente, da atmosfera, até então ambientes redutores. Além disso, essas rochas testemunham a gradativa passagem de condições de alta mobilidade tectônica típica do Arqueano para condições mais estáveis e consolidadas no Proterozoico (Uhlein & Noce, 2012).

O esboço geológico da região é apresentado na Figura 4. Em linhas gerais, este mapa indica que a região é composta por cinco unidades principais. Estas são agrupadas em função de suas características cronolitológicas; são elas: (i) embasamento granito-gnássico, (ii) Grupo Nova Lima e (iii) Grupo Maquiné (integrantes do *Greenstone belt* Rio das Velhas), (iv) Supergrupo Minas e (v) Grupo Itacolomi.

A Figura 5 mostra uma imagem multiespectral do satélite Landsat de toda a extensão do Quadrilátero Ferrífero. Nela observa-se, além da grande “mancha urbana” da área metropolitana de Belo Horizonte, os intensos lineamentos serranos da região. Trata-se de cristas bem delineadas pelas rochas mais resistentes a ação intempérica, quartzitos, de diferentes idades. Os grandes baixios rugosos na porção central são representados pelos complexos metamórficos do embasamento e as diversas ondulações e irregularidades topográficas adversas representam as diferentes unidades geológicas tanto arqueanas quanto proterozoicas.

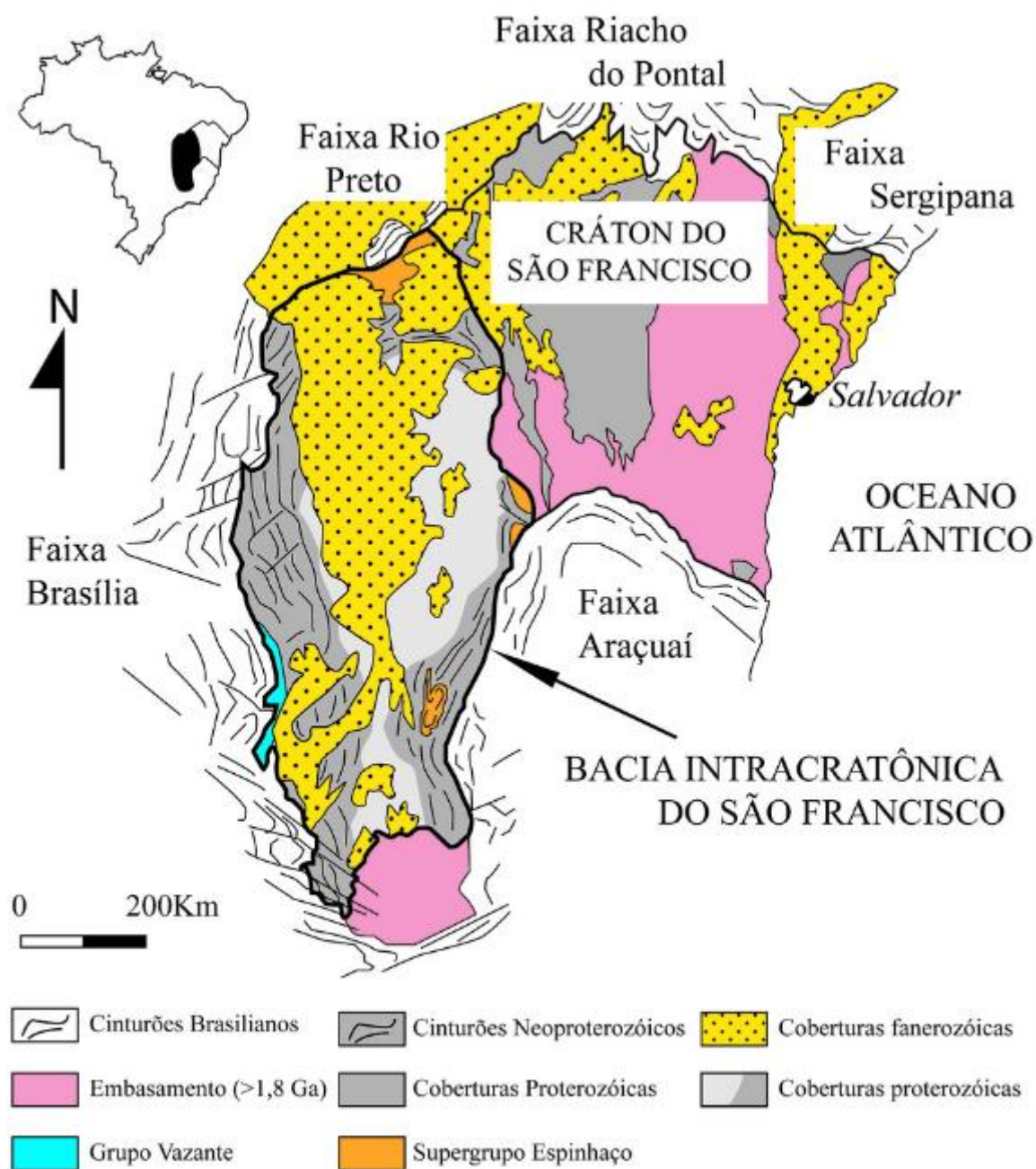


Figura 2. Esboço geológico do Cráton do São Francisco (Segundo Hasui *et al.*, 2012)

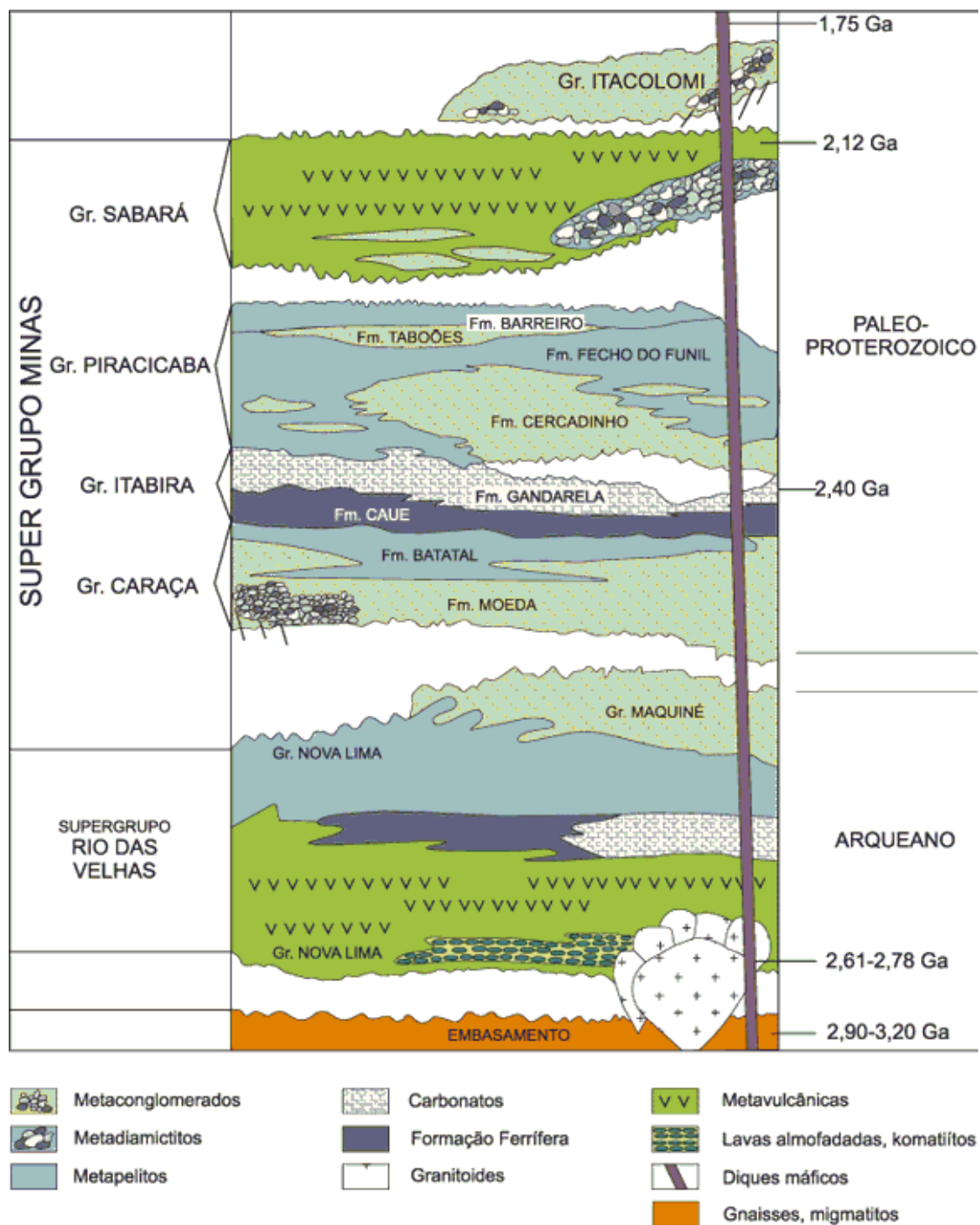


Figura 3. Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Alkmin *et. al.* s.d.)

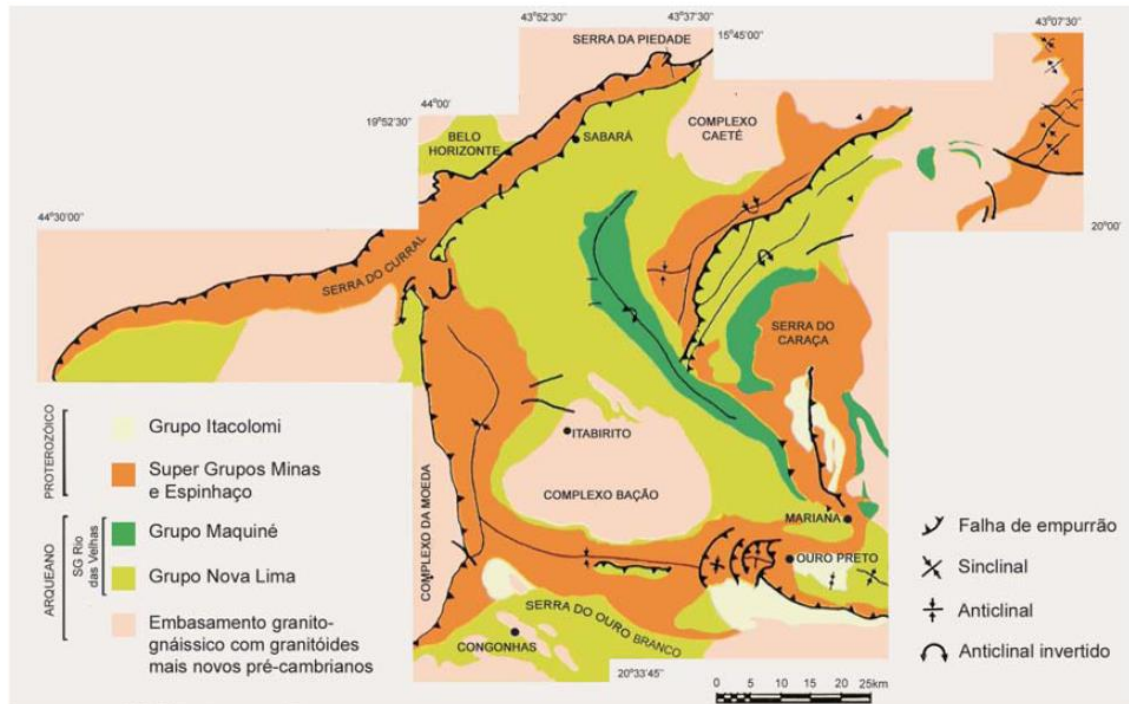


Figura 4. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (segundo DORR II, 1969). Modificado por Scliar (1992).

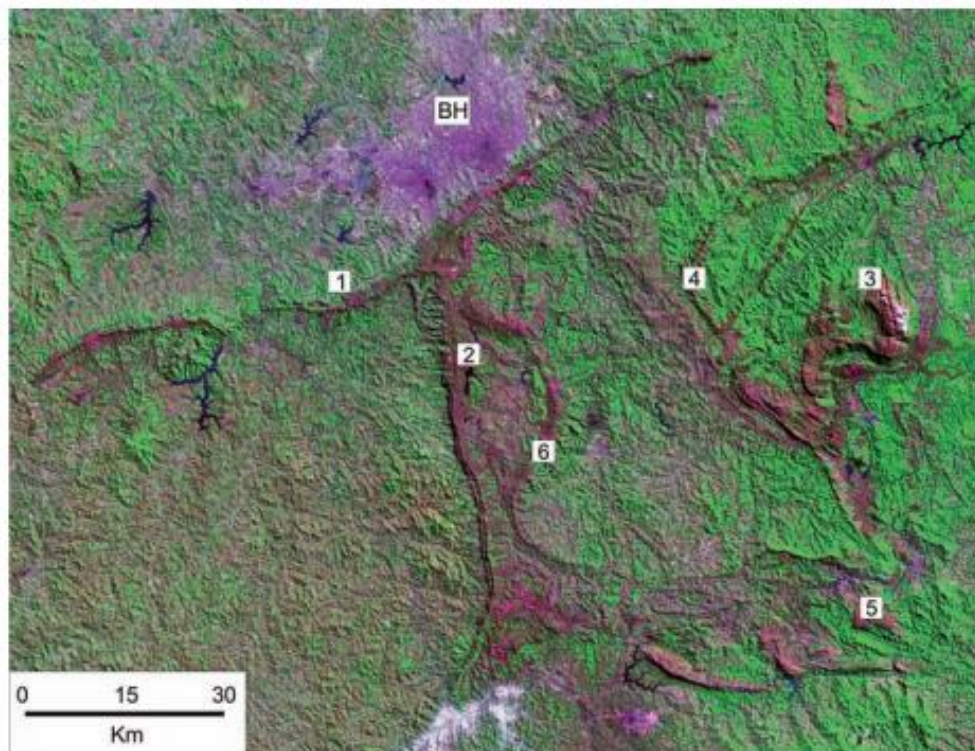


Figura 5. Imagem de satélite multiespectral do Quadrilátero Ferrífero (Landsat 7 in: Uhlein & Noce, 2012)

Deve-se a Dorr II (1969) e colaboradores o mérito da execução dos primeiros levantamentos geológicos mais sistemáticos do Quadrilátero. Em parceria entre o Ministério das Minas do Brasil e o Serviço Geológico Norte-americano (USGS) realizou-se levantamentos pormenorizados em escala 1:25.000 de toda a região. Ladeira (1985), contudo, apresentou importante trabalho de revisão, onde propôs consideráveis modificações à estratigrafia sugerida por Dorr II (*op. cit.*).

O “quebra-cabeça litoestratigráfico” será apresentado a seguir.

5.1 Unidades Litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero

5.1.1 Embasamento

As rochas pertencentes ao embasamento ocorrem essencialmente na forma de complexos. Tais complexos são constituídos por gnaisses migmatíticos de composição tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (HERZ, 1970). Os complexos periféricos denominam-se Caeté, ao norte do Quadrilátero Ferrífero, Santa Rita, a sudeste, Bonfim, a oeste. O complexo principal, no centro-sul do Quadrilátero, chama-se Bação e, segundo Endo (1997), é constituído por gnaisses e migmatitos estromáticos e agmáticos. Possui formato dômico e, de acordo com Gomes (1985), são encontrados, além dos gnaisses, anfíbolitos, granitóides, pegmatitos graníticos, e corpos menores de talco xistos, esteatitos e serpentinitos.

Dorr II (1969) interpretou para essas rochas uma origem intrusiva. Endo (*op. cit.*), seguindo a linha de interpretação do complexos metamórficos canadenses, postula uma origem para a estas rochas TTG como uma fusão parcial de basaltos tholeíticos de crosta oceânica, derivados do manto superior, previamente transformados em anfíbolitos com granada (greenstone belts ou hornblenda eclogitos), relacionada à subducção em sistema de arco ou a eventos de tectônica vertical.

Quanto à idade, Gomes (1985), estimou que o processo de migmatização parcial do Complexo ocorreu a 2,9 Ga, com temperaturas da ordem de 750°C.

5.1.2 Supergrupo Rio das Velhas

Essa sequência, de idade neoarqueana, é representada por um cinturão de rochas verdes complexo e fortemente retrabalhado.

O Supergrupo Rio das Velhas compõe-se de três Grupos: Quebra-Osso (rochas metaultramáficas e metavulcânicas de natureza komatiíticas); Nova Lima (vulcanossedimentar e metamáfico) e Maquiné (clástico).

5.1.2.1 Grupo Quebra-Osso

Proposto por Schorscher (1978), esta é a unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas. Certos autores (tais como LADEIRA, 1980) não individualizam esta unidade do Grupo Nova Lima. Este grupo é representado por dois tipos de rochas: efusivas com estruturas *spinifex* (macro e microscópicas) cuja composição geoquímica é a de komatiitos peridotíticos e intrusivas ultramáficas.

De acordo com Schorscher (*op. cit.*), este grupo é constituído essencialmente por extravasamentos de lavas ultrabásicas em ambiente subaquático, desde derrames maciços, almofadados, brechados e *spinifex* com intrusões de rochas ultrabásicas nas sequências previamente extrudidas.

As rochas típicas desta unidade são portadoras de talco, clorita, serpentina, anfibólios e magnesita. Os tipos maciços, ricos em talco (esteatitos) são conhecidos por “pedra-sabão”.

5.1.2.2 Grupo Nova Lima

Este grupo ocorre com maior expressão no Distrito de Nova Lima, daí seu nome. Neste distrito sua espessura é da ordem de 4.000 metros. Ocupa a maior área de afloramento do Supergrupo Rio das Velhas. Schorscher (1992) descreve este grupo como constituído predominantemente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas básicas a intermediárias. Incluem metassedimentos tanto químicos, tais como formações ferríferas bandadas e dolomitos, quanto clásticos, representados por grauvas e pelitos. O ambiente é caracterizado por uma bacia tectonicamente ativa.

A relevância deste grupo é grande devido a presença de importantes mineralizações de ouro, como nas minas de Raposos e Nova Lima.

5.1.2.3 Grupo Maquiné

Caracterizado por metassedimentos clásticos, este grupo posiciona-se na porção superior da coluna estratigráfica do Supergrupo Rio das Velhas, em discordância erosiva local e angular de maneira geral. Compõe-se basicamente de quartzitos sericíticos, quartzos e filitos, numa espessura em torno de 1.800 metros. O grupo é dividido em duas formações: a da base, Palmital, definida por O'Rourke (1957) é constituída por filitos, filitos quartzosos e metaconglomerado basal e o do topo, Casa Forte, definida por Gair (1962), composta por quartzitos sericíticos e cloríticos, xistos e lentes de metaconglomerados. É comum a presença de estratificações cruzadas nos termos quartzíticos mais puros.

5.1.3 Supergrupo Minas

O termo “Minas” foi introduzido na literatura através do clássico trabalho de Derby (1906), que a definiu como a “Série” Minas. Posteriormente, Guimarães (1931) dissociou deste Supergrupo um espesso pacote quartzítico, surgindo assim a “Série Itacolomi”, discordante e sobreposta a então Série Minas. Ulteriormente, Ladeira (1986) propôs a designação Supergrupo Minas, e então este vem sendo o termo empregado para o conjunto de rochas Neoarquenas/Paleoproterozoicas do Quadrilátero Ferrífero.

A importância maior deste Supergrupo neste presente trabalho é devida ao fato de que o Distrito de Antônio Pereira (Ouro Preto) localiza-se em sua totalidade nas rochas pertencentes à essas formações.

O Supergrupo Minas é dividido em quatro grupo ou cinco grupo (a depender dos critérios de cada pesquisador), da base para o topo: Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará.

As rochas pertencentes ao Supergrupo Minas são originárias, basicamente, de coberturas sedimentares plataformais.

5.1.3.1 Grupo Tamanduá

O nome “Tamanduá” provém da serra homônima entre Barão de Cocais e Cocais, onde ali aflora. Muito embora, durante os mapeamentos das equipes do DNPM/USGS este grupo fora incluído no topo do Supergrupo Rio das Velhas em discordância angular, hoje é

considerado a porção basal do Supergrupo Minas (certos autores posicionam-no como integrante interdigitado à Formação Moeda do Grupo Caraça).

Composto por majoritariamente por quartzitos variegados, este grupo já foi correlacionado ao Supergrupo Espinhaço por Ladeira & Viveiros (1984), sugerindo uma continuidade para o norte, além dos limites do Quadrilátero Ferrífero.

Caracterizado pelos quartzitos, este grupo também apresenta xistos, filitos e formações ferríferas em proporções consideráveis. Uma de suas características marcantes é a presença de estruturas sedimentares bem preservadas, tais como marcas de ondas e estratificações cruzadas.

Como já exposto, a existência deste grupo é frequentemente questionada. Devido a falta de expressão regional no interior do Quadrilátero e de seu posicionamento estratigráfico duvidoso, o Grupo tamanduá está deixando de ser referenciado na literatura; além disso, a correlação Grupo Tamanduá – Supergruo Espinhaço é altamente questionável, embora certos autores atribuam perfeitas correlações entre ambos.

5.1.3.2 Grupo Caraça

O Grupo Caraça encontra-se discordante com o grupo sotoposto (Tamanduá). Seu conteúdo litológico é eminentemente clástico, ocorrendo variedades de granulação fina a grosseira. Este grupo subdivide-se em duas formações, denomindas Moeda e Batatal, de acordo com as propostas de Maxwell (1958).

A Formação Moeda (basal) possui espessura média de 200 metros, podendo atingir localmente até 1.200 metros. Essas variações bruscas de espessuras é uma de suas características marcantes. Ao longo da Serra do Caraça (localidade que gera a toponimização deste grupo) ocorrem certas extensões quilométricas com espessuras da ordem de 1.000 metros e outros extremamente menores, inferiores a 100 metros. Segundo Barbosa (1968), esse adelgaçamento provavelmente relaciona-se com a distância à área de proveniência dos sedimentos e com a profundidade da bacia. No topo, esta formação é constituída por quartzitos sericíticos de proporções variáveis. Villaça (1981) descreve conglomerados uraníferos nesta porção da Formação Moeda. Em contato transicional ocorre a Formação Batatal, composta basicamente de xistos e filitos, de afloramentos raros (aparecendo boas exposições em fortes declives e em cortes de estradas, ferrovias).

5.1.3.3 Grupo Itabira

O Grupo Itabira é constituído essencialmente por sedimentos de origem química. Dorr II (1958) divide o grupo em duas formações: Cauê (basal) e Gandarela (topo).

A formação basal, Cauê, concorda com o aleitamento da Formação Batatal sotoposta e, de acordo com as concepções da Estratigrafia de Sequências, é uma provável superfície isócrona (Gandini, 1994). A rocha típica desta formação é o itabirito (formação ferrífera do tipo Lago Superior). Trata-se de rocha bandada com leitos alternados de quartzo e hematita. O granulação da rocha varia de acordo com o grau metamórfico imposto. Esta é justamente a unidade que acomoda os grandes depósitos de minérios de ferro sendo portanto a mais importante de todo o Quadrilátero Ferrífero, gerando daí, inclusive, sua denominação.

Acima da Formação Cauê, em contatos transicionais e interdigitados, repousa a Formação Gandarela. Em algumas regiões, o quartzo dos itabiritos é substituído parcial ou integralmente por dolomita, formando itabiritos dolomíticos. A litologia fundamental desta formação é de mármore dolomíticos, possuidores de considerável valor econômico. Destes explora-se pedras de ornamentação e revestimento, além de depósitos de manganês e ferro supérgenos, ouro, topázio e outras gemas menores; em certos locais, ocorrem solos de excelente qualidade para a agricultura.

A sedimentação deste grupo caracteriza-se por ser, de início, predominantemente ferrífera e, ao final, dolomítica sendo que uma litologia não exclui a outra.

Gandini (1994) postula que sua gênese relaciona-se com evento de peneplanização generalizada da área de abastecimento, onde apenas os produtos de decomposição química forma capazes de serem transportados em solução ou coloidamente para a bacia de sedimentação. As condições reinantes eram de uniformidade climática e de ampla estabilidade tectônica.

5.1.3.4 Grupo Piracicaba

De acordo com Dorr II (1969), o Grupo Piracicaba é separado do grupo subjacente (Itabira) por discordância. O contato entre ambos é marcado por um conglomerado basal que contém fragmentos líticos da Formação Gandarela, em uma provável superfície de joeiramento.

Pomerene (1958) subdividiu este grupo em cinco formações, onde têm-se, da base para o topo: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões, Barreiro e Sabará.

De acordo com Dorr II (1969) a única formação deste grupo com distribuição regional é a Formação Cercadinho; as demais possuem ocorrência restrita.

Barbosa (1983) descreve uma evolução para a deposição da Formação Cercadinho através de uma progressiva instabilidade dentro do Quadrilátero Ferrífero. A sedimentação, tipicamente plataformar, fora interrompida por uma forte regressão. A manifestação mais precoce dessa instalação foi a elevação moderada do bordo ocidental do Quadrilátero e de áreas adjacentes ao cráton do São Francisco. Na parte emersa da bacia, as camadas superiores do Grupo Itabira foram desgastadas pela erosão, entretanto, depois de um pequeno intervalo, esta região ocidental também voltou a se submergir. Os sedimentos gerados graças ao fornecimento de detritos relativos pela reelevação do referido cráton, constituem portanto esta formação e também a subsequente, Fecho do Funil. A Formação Cercadinho é constituída de quartzitos, filitos, quase sempre em intercalações rítmicas. Devido a esta característica e, aliado ao fato da sua constância no Quadrilátero Ferrífero, tal unidade é usada como um excelente guia estratigráfico (“formação-guia”). As demais formações deste grupo são caracterizadas por uma sequência transgressiva.

5.1.3.5 Grupo Sabará

O Grupo Sabará, segundo Dorr II (1969), que a designou como “Formação Sabará” e elevada à categoria de Grupo por Renger et al. (1994), é constituído por xistos, filitos, diamictitos, metagrauvas/metaconglomerados, itabiritos e, maiormente, por metavulcanitos. As unidades deste grupo afloram em praticamente toda a extensão do Quadrilátero Ferrífero, exceto no Sinclinal Moeda. Este grupo repousa por sobre todas as cinco diferentes formações do Grupo Piracicaba. Este contato é, em geral, estruturalmente concordante porém, localmente, ocorrem contatos abruptos e transicionais. No entendimento de Dorr II (*op. cit.*), isto sugere a ausência de qualquer orogênese no intervalo de tempo representado pelos grupo Piracicaba e Sabará. A espessura máxima desta unidade em sua seção-tipo ultrapassa 3.000 metros. Schorscher (1992) crê para este grupo uma mudança drástica nas condições de sedimentação na Bacia Minas. Segundo este autor, a bacia ora representada por uma estruturação shelf e plataforma continental relativamente estável passou à condições eugeossinclinais com sedimentação do tipo flysch, turbiditos e intenso vulcanismo básico.

5.1.3.6 Grupo Itacolomi

Esta unidade constitui o topo da Coluna Estratigráfica do Supergrupo Minas. Definido por Dorr II (1969), o Grupo Itacolomi é constituído por duas “fácies”: a primeira quartzítica, denominada tipo Itacolomi e uma segunda, filítica, designada de Santo Antônio. A fácies quartzítica é constituída de quartzitos (predominantemente), quartzitos conglomeráticos, quartzitos ferruginosos (semelhantes à itabiritos) e filitos. Na porção basal desta sequência é comum a presença de níveis ferruginosos. Estima-se que esta unidade ultrapasse 2.000 metros de espessura. Em sua localidade-tipo, O Grupo Itacolomi repousa em discordância angular sobre as unidades Sabará, Barreiro e Fecho do Funil. A fácies Santo Antônio foi descrita pela primeira vez na região de Congonhas do Campo. Esta apresenta como conteúdo litológico filitos, filitos quartzíticos, metaconglomerados, e quartzitos ferruginosos.

5.2 Metamorfismo

O metamorfismo do Quadrilátero Ferrífero possui caráter complexo e policíclico. Herz (1970) e Cordani et. al. (1980b) interpretam três eventos metamórficos principais na região.

O primeiro evento metamórfico do Quadrilátero possuiu caráter de alto grau. Ocorreu em cerca de 2.7 Ga e está registrado nas rochas do embasamento cristalino acompanhando uma generalizada migmatização (incluindo até cinco fases de remobilizações). Este evento atingiu a fácies anfibolito superior (GOMES, 1985).

O segundo e principal evento metamórfico ocorreu no contexto do Ciclo Transamazônico (de idade próxima à 2.0 Ga). Esse metamorfismo relaciona-se a Orogenia Minas, de natureza sindeformacional, que afetou as sequências supracrustais, metamorfisando-as nas fácies xisto verde a anfibolito médio.

O terceiro e último evento metamórfico que afetou a região ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, já no Proterozóico Superior. Este evento termo-tectônico afetou tanto o embasamento quanto todas as sequências supracrustais do Quadrilátero. Esse metamorfismo é de baixo grau (xisto verde), inferido pela paragênese clorita-sericita.

Em linhas gerais, o metamorfismo regional do Quadrilátero Ferrífero acentua-se de Oeste para Leste e de Noroeste para Sudeste, passando da fácies xisto verde para a fácies anfibolito, podendo, localmente, ter atingido a fácies granulito.

5.3 Tectônica

A região do Quadrilátero Ferrífero foi palco de intensa e diversificada atividade tectônica de natureza regional. No âmbito do desenvolvimento e da evolução destas estruturas, a tectônica tangencial foi, sem dúvida, a de maior importância. O papel da tectônica direcional, através de zonas de cisalhamento de alto ângulo, possui função relevante na configuração atual dos blocos crustais.

Trabalhos específicos enfocando a tectônica pré-cambriana relacionada a estruturação do Quadrilátero são numerosos. Destacam-se os trabalhos de síntese efetuados por Noce (1995) e Endo (1997) durante suas respectivas teses de doutoramento e diversos trabalhos e relatórios internos na escalas 1:25.000 e 1:50.000 das Universidades Federais de Minas Gerais e Ouro Preto.

O quadro estrutural do Quadrilátero Ferrífero é marcado por duas feições principais e distintas. A primeira é representada por amplos sinformais e antiformais que expõem patentemente as sequências estratigráficas. A segunda é traduzida pelo cruzamento de megaestruturas, distribuídas em diversas orientações, resultantes de superimposição de dobramentos e falhamentos posteriores à grandes dobras sinformais/antiformais prévias.

Dorr II (1969) avalia essas megaestruturas como representações de dobramentos regionais pertencentes ao Supergrupo Minas, bem ilustrados pelos Sinclinais Moeda, Dom Bosco, Santa Rita, Gandarela e Ouro ou pelo homoclinal da Serra do Curral. Os grandes falhamentos estão representados pelos Sistemas de Falhas do Fundão, do Engenho e o de Água Quente. Ainda ocorre, dentro das grandes estruturações, o Arqueamento Rio das Velhas, cuja extremidade sudeste é caracterizada pelo Anticlinal de São Bartolomeu-Mariana, estrutura de relevante interesse para o presente estudo.

Dorr II (*op cit.*) postula, portanto, uma evolução polifásica do Quadrilátero Ferrífero marcada por três eventos de deformação, sendo os dois primeiros de problemática interpretação e o terceiro mais aparente. Tais eventos deformacionais de Dorrr II ocorreriam em um primeiro momento numa época pós-Rio das Velhas/pré-Minas, seguido por um episódio pós-Minas/pré-

Itacolomi e finalmente num evento pós-Itacolomi, afetando todas as sequências litroestratigráficas.

Ladeira (1985), em trabalho síntese de seu doutoramento, descreveu seis fases de deformação sucessivos, de tempos distintos, não-progressivos, apenas no pacote supracrustal. A diferença das proposições deste autor para as concepções de Dorr II é a existência de duas deformações coaxiais no tempo pós-Minas, a geração de estruturas planares N-S e um posterior evento rúptil, de fraturamento generalizado, pervasivo por todo o Quadrilátero.

Endo (1997) e Franco & Endo (2004) propõe, juntos, uma evolução estrutural para Quadrilátero baseados em uma compilação de mais de uma centena de trabalhos geológicos. Reconhecem, desde o Neoarqueano até o Fanerozoico, doze eventos tectono-termiais para todo o conjunto litológico do Quadrilátero. No Neoarqueano (numa época pré-Rio das Velhas), três eventos tectono-deformacionais, em regime transpressional, se processaram estruturando o embasamento regional do Quadrilátero. Este processo foi acompanhado de uma migmatização mais ou menos intensa do embasamento pré-Transamazônico. No limiar Arqueano-Paleoproterozoico, novamente três eventos tectônicos deformaram o *Greenstone belt* Rio das Velhas, com deformações eminentemente dúcteis e fortes componentes transpressionais com foliação milonítica associada. Seguidamente, este conjunto sofreu tafrogênese, servindo como embasamento para a sedimentação da Bacia Minas. Posteriormente, já no Transamazônico, todo o pacote Minas fora deformado em dois eventos compressionais sucessivos, com metamorfismo dinamo-terma associada, seguidos de regimes extensionais pós-orogênicos. A foliação principal S_n presente nas rochas metassedimentares do Supergrupo Minas foi desenvolvida nesta fase de deformação. Durante o Mesoproterozoico, relacionado aos eventos Espinhaço, o Quadrilátero experimentou falhamentos normais N-S. O Brasileiro marcou a fase de reativação tectônica com dobramentos e redobramentos em escala sub-regional e forte clivagem associada, grandes falhamentos inversos e cisalhamentos normais pós-orogênicos para leste do Quadrilátero. A influência desta fase de deformação também é descrita como atuante no controle e colocação dos veios hidrotermais, muitos dos quais estão mineralizados a ouro.

A Tabela 1 apresenta uma síntese dos eventos tectônicos do Quadrilátero Ferrífero, enfocando as idades dos eventos e os principais produtos geológicos correspondentes, gerados nesses eventos.

Tabela 1. Síntese dos Eventos Tectônicos do Quadrilátero Ferrífero

Era Geol.	Eventos Tectônicos	Idade (MA)	Processos Tectônicos e Produtos Principais	Eventos Geo-dinâmicos
NEO PROTEROZOICO	Brasiliano II ECBr2	500 [±]	Clivagens espaçadas E-W e dobras suaves normais E-W; Reativação de descontinuidades; Vetor compressivo regional de su-sudeste para nor-noroeste.	Orogênese Brasileira II
	Brasiliano I ECBr1	600 [±]	Reativação de descontinuidades; Dobramentos e redobramentos em escala subregional a regional e clivagem/ xistosidade associada; Constrição e inversão do Sinclinal Moeda; Falhamentos reversos para W; Transporte tectônico para W, na região leste do Qfe e, para NW, na região S-SSE; Cisalhamentos normais pós-orogênico para leste e clivagem de crenulação associada c/ vergência p/ E.	Orogênese Brasileira I
MESOPROTEROZOICO	Espinhaço	1770 [±] a ?	Falhamentos normais N-S com bloco baixo para E; Reativação de descontinuidades; Intrusão de diques de rochas básicas.	Evento Taffrogênico Espinhaço
PALEO PROTEROZOICO	Transamazônico IV - DETr2	2000 [±] a 1900[±]	Fase extensional pós-orogênica; Falhamentos normais; Intrusão de enxame de veios de quartzo-n+1 (ex. Mina da Passagem); Reativação de descontinuidades; Sinclinal Ouro Grosso/ Anticlinal do Lenheiro (?); Vetor tectônico para SE-SSE.	Orogênese Itacolomi
	Transamazônico III - DCTr2	2059 [+] a 2000 [±]	Deformação com vetor tectônico dirigido para N-NW; Inversão da aba SE do sinclinal do Curral; Reativação de descontinuidades; Falhamentos de empurrão; Congestionamento tectônico Curral/ Moeda e Moeda/ D. Bosco/; Regime tectônico transpressional sinistral c/ plano de fluxo N-S.	
	Transamazônico II - DETr1	2100 [+] a 2059 [+]	Fase extensional com vetor tectônico dirigido para SE; Formação de megassinclinais interconectados e domos gnáissicos do Quadrilátero Ferrífero; Deposição do Grupo Itacolomi (Serras do Itacolomi/Ribeiro); Regime tectônico transtraccional, dextral, c/ plano de fluxo N-S; Soerguim. de blocos a W-NW do QFe.	Orogênese Minas
	Transamazônico I - DCTr1	2250 [+] a 2100 [+]	Deformação com vetor tectônico dirigido para SW; Metamorfismo de fácies anfibolito; Dobramentos regionais - Sinclinais Vargem do Lima/Santo Antônio; Intrusão de granitos Transamazônicos (Alto Maranhão, Ritópolis, Tabuões, Ressaquinha); Reativação de descontinuidades; Regime tectônico transpressional, dextral c/ plano de fluxo N-S; Possível rotação de blocos: Barbacena/O. Branco.	
ARQUEANO			—Deposição do Supergrupo Minas—	
	Rio das Velhas III - Erv3	2612 [±] a 2555 [±]	Deformação dúctil-rúptil, transcorrente dextral; Intrusão dos Granitos Salto do Paraopeba e Itabirito; Regime de deformação transpressional dextral.	Orogênese Maquiné
	Rio das Velhas II - Erv2	2658 [+] a 2612 [+]	Deformação dúctil, transcorrente sinistral; Foliação milonítica N-S, vertical no SGRV; Fraturamento crustal de direções NW-SE e E-W [anti-Riedel-dextral]; Intrusão diques máficos NW-SE; Deposição do Grupo Maquiné; Regime tectônico transpressional sinistral.	Evento de Cisalhamento e Fraturamento Crustal
	Rio das Velhas I - Erv1	2780 [+] a 2682 [±]	Deformação dúctil transcorrente dextral N-S; Foliação milonítica vertical no SGRV; Foliação milonítica de borda no CMBaço; Metamorfismo de fácies anfibolito; Fraturamento crustal NE-SW; Intrusão do Tonalito Samambaia, Anfibolito Candeias e Granito Brumadinho; Formação de pontos triplícies de foliação nos quadrantes NW e SE do CMBaço; Regime tectônico transpressional dextral.	Orogênese R. das Velhas
	Pré-Rio das Velhas	2920 [±]	Deformação dúctil transcorrente sinistral N-S; Foliação gnáissica e milonítica vertical no Gnaiss Alto Flores - Complexo Metamórfico Bonfim; Plano de fluco possivelmente N-S - [Evento Bonfim].	?

Obs: Os símbolos [±] e [+] significam intervalos de tempo [Δt Ma].

Baseado nas idades e eventos tectônicos de Endo (1997)

A Figura 6 esboça, tentativamente, um diagrama da gênese e evolução da Bacia Minas, desde seus processos geodinâmicos de abertura no Neoarqueano-Paleoproterozoico Inferior, sua inversão no Ciclo Transamazônico e redobramentos posteriores, já no contexto do Ciclo Brasileiro.

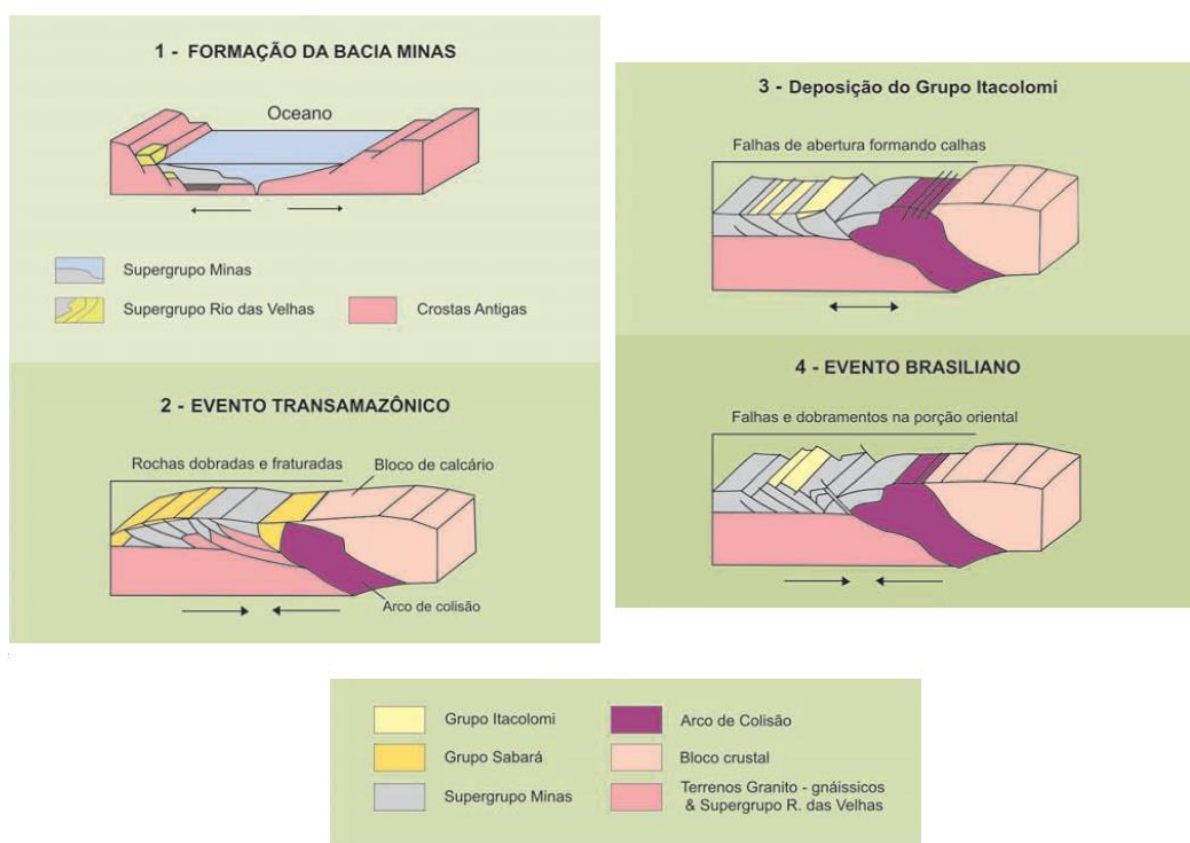


Figura 6. Modelo para Evolução Geológica da "Bacia Minas" Adaptado de Alkmim & Marshak (1998).

6. Geologia Local

O cenário local é constituído quase essencialmente por sequências de rochas metassedimentares do Supergrupo Minas, além de depósitos sedimentares terciários e quaternários, subordinados. No Distrito de Antônio Pereira, portanto, afloram no total sete unidades de mapeamento (rochas cristalinas), a saber: Grupo Caraça (indiviso), Formações Cauê e Gandarela (Grupo Itabira), Formações Cercadinho e Fêcho do Funil (Grupo Piracicaba), Grupo Sabará (indiviso) e Formação Santo Antônio (Grupo Itacolomi); e duas unidades de capeamento limonítico-bauxítica e depósitos de tálus (debrís de deslizamentos) e aluviões fluviais.

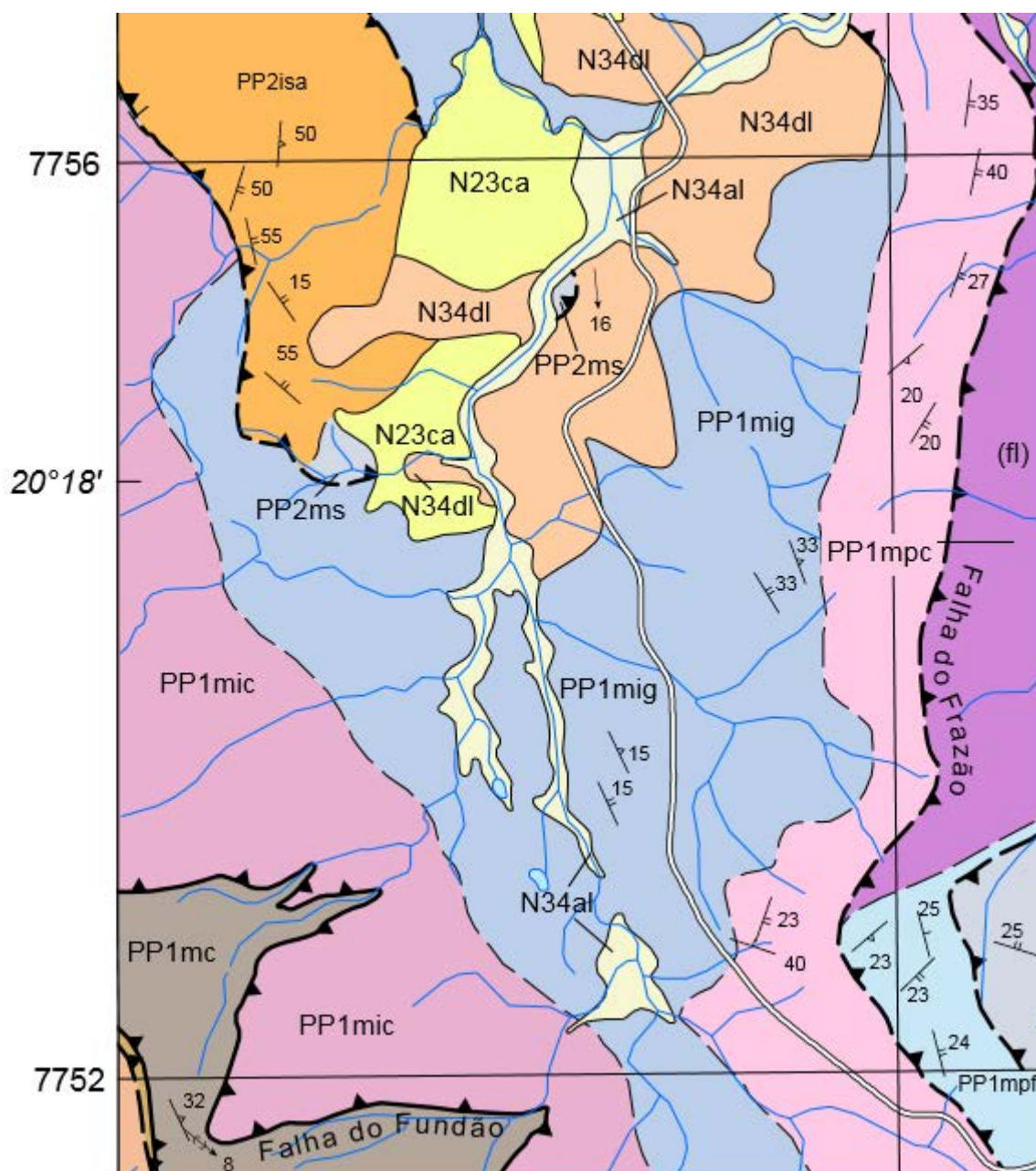
A Figura 7 ilustra o Mapa Geológico do distrito de Antônio Pereira e arredores. Nele, nota-se a disposição das unidades litoestratigráficas acima mencionadas; percebe-se, de modo geral, uma atitude N-NW para a disposição dos estratos, com mergulhos algo entorno de 15° a 30° podendo, localmente, atingir 50°. Via de regra, a foliação S_n encontra-se sub-paralelizada ao acamento sedimentar pretérito (S_0). Em certos locais, ocorre cruzamento destas estruturas ocasionando, geralmente, ângulos agudos baixos entre tais planos. Num golpe de vista, também podemos averiguar a presença de sete falhas inversas, que balizam a disposição das unidades lá aflorantes.

A omissão e repetição de sequências estratigráficas são feições estruturais comuns em terrenos polideformados. A repetição de camadas derivam de processos relacionados a dobramentos e falhamentos inversos e são interpretados pela ótica dos regimes tectônicos compressivos (“tectônica de cavalgamento”); contudo, a omissão de estratos, feição muito comum e repetitiva por todo Quadrilátero Ferrífero, ainda permanece em aberto. Wheeler e Butler (1994) propõem, através de critérios estruturais, geocronológicos e geofísicos, que tais feições podem ter tanto origens em ambientes extensionais quanto compressionais. Segundo Barbosa (1960a) na Serra de Antônio Pereira, as unidades litoestratigráficas lá aflorantes são as formações Cauê, Gandarela, Cercadinho e Fecho do Funil. Entretanto, as unidades do Grupo Caraça (formações Moeda e Batatal) estão ausentes na aba nordeste (normal) do Anticlinal de Mariana em uma extensão superior a 3 quilômetros. Já a Formação Gandarela supprime-se numa ordem de 4 km, justapondo as unidades do Grupo Piracicaba diretamente sobre os itabiritos da Formação Cauê. Este autor associa este complexo quadro lito-estrutural ao Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas, cujo plano de movimento possui atitude N40W/40NE. De acordo com a ideia de Franco & Endo (2004), este cinturão de cisalhamento constitui estrutura

megascópica com cinemática que não corresponde ao seu tempo de deslocamento, isto é configura-se numa estrutura que sofreu rotações significativas, transformando estruturas compressionais em estruturas de extensão e vice-versa associado à falhamentos direcionais.

Barbosa (1969b), ao caracterizar os regimes tectônicos arquenos e proterozoicos do Quadrilátero Ferrífero, define estruturas do tipo “falhas de aleitamento”, ou em outras palavras, deslizamentos tectônicos plano-paralelos ao acamamento. Endo (1997) refere-se à essas tramas sedimentares e tectônicas como sendo, via de regra, paralelas entre si para todo o domínio ocidental do Quadrilátero. Essas feições são, notavelmente, de grande destaque no Anticlinal de Mariana e, em especial, na Serra de Ouro Preto, onde Endo (*op. cit.*) descreve foliações miloníticas paralelas aos contatos dos estratos das unidades basais do Supergrupo Minas.

Figura 7a. Mapa Geológico da Região de Antônio Pereira, segundo CPRM (2006)

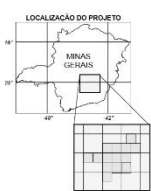


Convenções geológicas

- | | | | |
|------|--|-------|---|
| —54— | Direção e mergulho das camadas | — | Contato geológico |
| —38— | Direção e mergulho de camadas invertidas | - - - | Contato geológico aproximado |
| —46— | Direção e mergulho das camadas, determinados por foto-interpretção | — | Falha indiscriminada |
| —27— | Acumamento com foliação sub-paralela | - - - | Falha indiscriminada aproximada |
| — | Direção de camadas verticais | —▲— | Falha de empurrão |
| —16— | Foliação com mergulho medido | —▲▲— | Falha de empurrão aproximada |
| —25— | Foliação com mergulho medido, fase 2 | — | Falha transcorrente dextral |
| —64— | Direção e mergulho de xistossidade | — | Falha transcorrente dextral aproximada |
| — | Direção de xistossidade vertical | — | Falha transcorrente sinistral aproximada |
| —20— | Direção e caimento de lineação | —▲— | Traço axial aproximado de anticlinal normal |
| —12— | Lineação de estiramento ou mineral | —▲— | Traço axial aproximado de sinclinal normal |

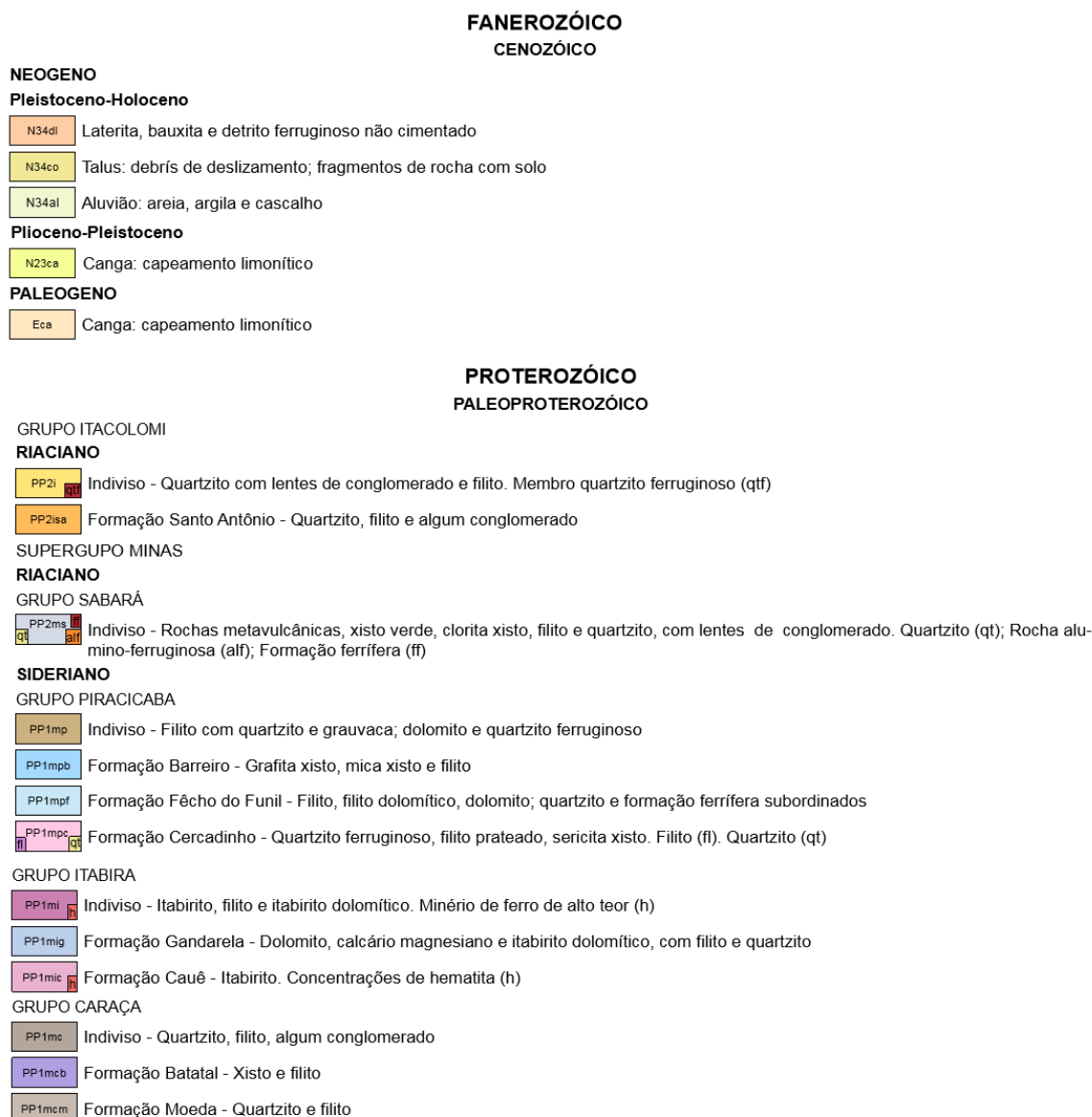
Convenções cartográficas

- | | | | | | | | |
|--|----------|--|-------------|--|---------------------|--|-------------------------|
| | Drenagem | | Área urbana | | Rodovia pavimentada | | Rodovia não pavimentada |
|--|----------|--|-------------|--|---------------------|--|-------------------------|



2005
A. de Araújo, geólogo
pelo A. P. Pereira

Figura 7b. Coluna litoestratigráfica esquemática da região de Antônio Pereira, segundo CPRM (2006)



Os dobramentos constituem estruturas de maior expressão na área em estudo, apresentando-se em escalas e estilos variados. A estrutura de maior importância é o Anticlinal de Mariana, cujo eixo orienta-se aproximadamente NW-SE.

Nalini (1993) reconheceu dois eventos distintos na evolução do Anticlinal de Mariana. O primeiro evento, extensional, desenvolveu dobras regionais, dobras parasíticas, foliação paralela ao acamamento, fraturas de tração preenchidas por veios, ocorrência generalizada de *tension gashes* e falhas normais. O evento extensional foi responsável pela nucleação do Sinclinal Dom Bosco, da Anticlinal de Mariana, além de outras dobras parasíticas a partir do soerguimento do embasamento da região, e pelo arqueamento das seqüências supracrustais dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas. A este evento é atribuída a omissão de unidades litoestratigráficas em algumas seções.

O segundo evento, compressional, é caracterizado por transporte tectônico de leste para oeste e apresenta três fases deformacionais. A fase D_1 gerou uma foliação milonítica S_{m1} paralela a xistosidade S_1 . Sobre esses planos, desenvolveu-se uma lineação mineral e dobras isoclinais e intrafoliais sub-paralelas à lineação de estiramento mineral. Estas feições ocorrem associadas às falhas reversas de transporte tectônico dirigido para oeste. A fase D_2 gerou clivagem de crenulação E-W (S_2) e lineação de crenulação (L_2), além de raras dobras abertas com eixo E-W e falhas direcionais aproximadamente E-W. Por último, a fase D_3 associa-se clivagem de crenulação N-S (S_3) e lineação de crenulação (L_3), dobras abertas ortorrômbricas ou monoclinicas vergentes para E e fraturamento E-W e N-E.

Ainda segundo este autor, o flanco sul da anticlinal, que atualmente constitui a serra de Ouro Preto, foi gerado na fase D_1 que também corresponde a uma rampa lateral com movimento dextral. O flanco sul foi afetado por uma deformação de maior magnitude, apresentando grandes dobras, rampas oblíquas e laterais definindo um subdomínio estrutural regional.

A região do Anticlinal de Mariana é abundantemente invadida por veios de quartzo de dimensões e orientações variadas. Nalini (1993) distinguiu cinco famílias de veios de quartzo, dos quais três destas apresentam jazimento auríferos. De modo geral, os veios apresentam geometria de preenchimento de fraturas de tração, designados como sendo verdadeiros *tension gashes*. Esta geometria evidencia o clássico mecanismo de geração de fraturas trativas, paralelas ao plano $\sigma_1\sigma_2$ cuja evolução é seguida pela abertura de espaço, preenchimento por fase fluida e expansão. Murrell (1977) postula que tal ciclo é redigido por

fatores operacionais do processo de fraturamento hidráulico como o campo de tensão regional e o balanço da pressão de fluidos/pressão litostática local.

Endo (1997) observa uma frequência relativamente comum de veios de quartzo fraturados paralela e ortogonalmente aos contatos com as rochas encaixantes. Por vezes ocorrem deslocamentos normais plano-paralelamente ao veio, com rebaixamento de blocos associado a dobras tipo *kink* extensionais. Na pedreira de Antônio Pereira, os veios são desta geração e exibem rotação horária posterior, provavelmente relacionada à deslizamentos interestratais com movimentos normais.

Na região de Antônio Pereira, as rochas exibem usualmente estruturas S/C e lineação de estiramento mineral com variação nas atitudes desde N60W/10NE a N35W/15NE. A foliação milonítica é definida pela orientação preferencial de muscovita, dolomita, quartzo e opacos. Além disso, ocorrem domínios lepidoblásticos de biotita (estilpnomelano?) pós-cinemáticos, segundo observações de Endo (1997).

7. Resultados e Discussões

7.1 Caracterização dos Materiais Geológicos

O presente capítulo versará sobre as litologias da área ora estudada. Através de descrições petrográficas e microscopia eletrônica de varredura, as rochas cristalinas da região de Antônio Pereira (Ouro Preto) foram melhor caracterizadas e, durante, os levantamentos destes trabalhos várias hipóteses a respeito de sua gênese surgiram. Para estes estudos e, conseqüentemente, para a caracterização mineralógica foram utilizadas rochas metassedimentares referíveis às formações Gandarela, Cercadinho e Fecho do Funil (Paleoproterozoico do Supergrupo Minas). As amostras analisadas incluem variedades de rochas com aspectos composicionais, texturais (rochas granoblásticas, lepidoblásticas, nematoblásticas, palimpsésticas, etc) e estruturais (com diferentes intensidades e estilos de foliação, etc) variados.

Foram estudadas 36 amostras de rochas e minerais, das quais 9 foram laminadas para estudos de microscopia ótica. Outras sete amostras foram encaminhadas ao microscópio eletrônico de varredura. Finalmente, tais amostras foram devidamente preparadas e destinadas ao difratômetro de Raio-X afim de avaliar-se seu conteúdo mineralógico mais precisamente.

Uma síntese das características petrográficas das diferentes rochas utilizadas no presente estudo encontra-se na Tabela 2 .

Descrições das Litologias

A seguir, será apresentada as descrições petrográficas (microscopia ótica) e as análises de microscopia eletrônica de varredura das rochas. Foram definidos quatro tipos litológicos, a saber: mármore dolomíticos, itabiritos dolomíticos, metacherts e filitos (ou xistos pelíticos). Ainda, há uma apreciação dos solos da região, visto sua importância econômica: a de fornecer cristais bem formados de topázio, euclásio e outros minerais mais raros.

7.1.1 Mármore dolomíticos

Sob este título, agrupou-se as litologias eminentemente dolomíticas dos metassedimentos estudados. De forma genérica, este é justamente o tipo litológico mais abundante na área estudada, sendo que seus variantes mais ou menos impuros serão descritos

TABELA 2. Síntese dos dados Petrográficos das rochas deste estudo.

Mineralogia (%)	Mármore dolomíticos	Itabiritos dolomíticos	Metacherts	Filitos Pelíticos
Dolomita	> 70	45	---	---
Calcita	15	---	---	---
Quartzo	< 10	< 10	80	10 a 15
Muscovita	---	---	10	75
Flogopita	10	---	---	---
Margarita	8 a 15	---	---	---
Anfibólios	< 1	---	---	---
Clorita	< 1	---	---	10
Magnetita	10 a 20	15	10	20
Es specularita	< 10	30	---	---
Sulfetos	traços	---	---	---
Outros minerais				
Granulação Média	0,1 mm	0,3 mm	1,0 mm	0,4 mm
Estrutura	bandada	bandada	maciça a anisotrópica	xistosa
Textura	granolepidoblástica	granolepidoblástica	lepidogranoblástica	lepidoblástica
Alterações minerais	incipiente	incipiente	ausente	média

em item específico. Neste domínio, os mármore aparecem como camadas decamétricas, relativamente homogênea em meio a lentes descontínuas de filitos/xistos ao longo da Serra de Antônio Pereira. As melhores exposições destas rochas estão nos cortes da estrada Mariana – Antônio Pereira e na pedreira de mármore do distrito homônimo.

A nível de afloramento estas rochas apresentam características gerais heterogêneas, com forte bandamento/acamamento composicional marcada visualmente por diferenças de tonalidades de cores mais claras e mais escuras. As bandas são comumente milimétricas a centimétricas. São de modo geral de coloração cinzenta, esbranquiçada e às vezes cinza escura em certas porções, ocorrendo também cores mais variegadas com tonalidades esverdeadas e até mesmo avermelhadas. Em certos casos, o bandamento encontra-se dobrado, com dobras abertas, fechadas, isoclinais, com ou sem foliação plano-axial. Com certa frequência são encontradas dobras desarmônicas e convolutas sugerindo assim, redobramentos. De uma maneira mais geral, a foliação encontra-se paralela ao bandamento composicional, raramente sendo seccionada por este.

Petrograficamente, pode-se individualizar ao menos três sub-tipos litológicos para este conjunto de rochas (Figuras 8 e 9):

- a) Flogopita-margarita-quartzo mármore dolomítico com clorita e/ou anfibólios;
- b) Calcita mármore dolomítico e
- c) Dolomita mármore calcítico

Essa divisão, por mais arbitrária, traz mais clareza aos tipos petrográficos em questão. Deve-se salientar que estas rochas transicionam composicionalmente entre si; portanto, esta divisão reflete critérios mineralógicos mais pontuais que gerais.

A rocha flogopita-margarita-quartzo mármore dolomítico possui coloração mais acinzentada, com pequenas e às vezes difusas bandas esbranquiçadas. O bandamento composicional pode ser definido pela alternância de camadas dolomíticas mais puras com bandas impuras, constituída principalmente por filossilicatos. Além disso, também pode ser definida por estratos de granulação mais fina e mais grossa. Por vezes, esse bandamento está localmente exibindo estruturas sigmodais e estruturas de constrição (*“pinch-and-swell”*). Esta rocha exibe textura inequigranular porfiroblástica de granulação média com matriz equigranular granoblástica poligonal fina. A porção porfiroblástica é constituída por dolomita,



Figura 8. Flogopita-margarita-quartzo mármore dolomítico: o litotipo preponderante do presente estudo.

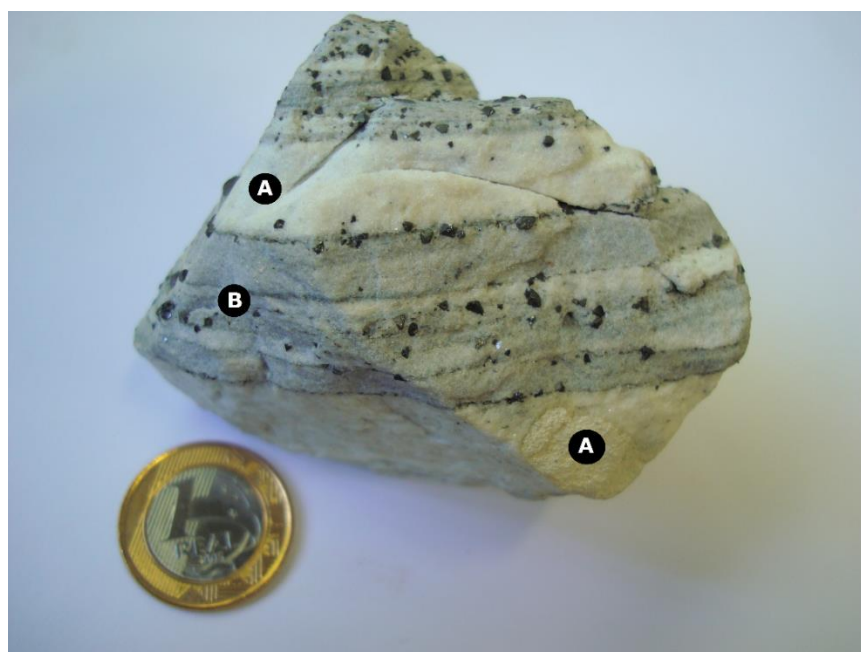


Figura 9. Mármore dolomítico. Em (a) porções mais puras, quase que exclusivamente formadas por dolomita e calcita; em (b) porções mais impuras.

opacos (magnetita), flogopita e margarita. A matriz granoblástica apresenta-se como um mosaico poligonal fino, constituído por dolomita e, subordinadamente, por palhetas de flogopita euédrica, clorita e quartzo. A depender da quantidade de filossilicatos na rocha, a textura torna-se algo lepidoblástica. (Figura 10).

Mineralogicamente, são compostos por proporções variáveis de carbonatos, quartzo, margarita, flogopita, tremolita, clorita, fengita, talco, turmalina, rutilo e opacos (representado principalmente por magnetita). O carbonato é representado por, principalmente, dolomita (Figura 11) e secundariamente por calcita e seus teores dependem de banda para banda. A porcentagem de carbonatos varia entre 70 a 85%. A dolomita ocorre, de modo geral, como grãos de diferentes tamanhos, cuja disposição lembra o aspecto de um mosaico irregular. O contorno destes grãos é frequentemente irregular. Os cristais apresentam comumente geminações polissintéticas, por vezes em mais de uma direção. Muitas das vezes essas maclas estão encurvadas e microfraturadas. O tamanho médio dos grãos varia de 0,10 mm para matriz a mais de 0,70 mm para os cristais porfiroblásticos. Caracterizam-se pela elevada birrefringência, pela excelente clivagem em três direções e pelas cores de interferência tipicamente de ordem superior.

Em vários cristais observa-se a presença de microfraturas preenchidas por finíssimos cristais de calcita anédrica. Certos cristais de dolomita também aparecem parcialmente substituídos por calcita, sendo a substituição iniciada pelas bordas em direção ao centro do cristal.

A calcita apresenta-se muitas vezes como massa afanítica dando um aspecto “sujo” aos cristais de dolomita e aos próprios cristais de calcita maiores. Possuem geminações polissintéticas, porém suas maclas não exibem deformações aparentes. O tamanho médio varia desde grãos menores que 0,05 mm a 0,40 mm, alcançando raramente 0,80 mm. Os minerais são usualmente de contornos subédricos e seus contatos com demais grãos são irregulares.

Via de regra, a calcita parece ser um mineral de reação secundária retrometamórfica, preenchendo as fraturas da rocha e microfissuras no interior dos cristais de dolomita. Certos cristais de calcita aparecem do anfíbólio. Não obstante, sua ocorrência está associada também ao talco e à margarita, sugerindo reações devida as suas bordas frequentemente serrilhadas.

A flogopita (Figura 12) ocorre sob a forma de palhetas com pleocroísmo amarelo pálido. Sua porcentagem gira entorno de 10% do conteúdo total de minerais destas rochas. Formam cristais euédricos, tabulares ou ripiformes, com valores médios de 0,45 mm alcançando tamanhos

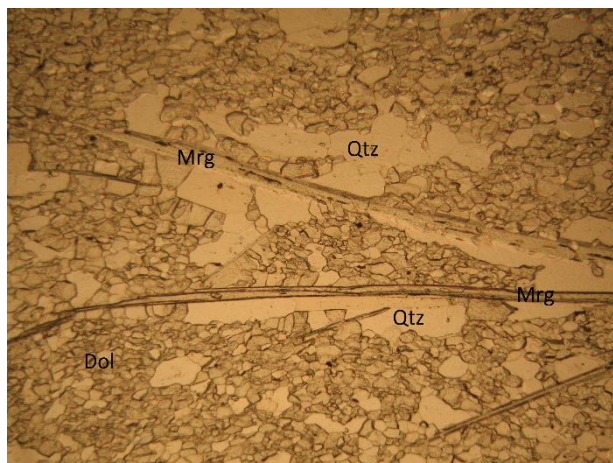


Figura 10. Aspectos microscópicos gerais dos flogopita-margarita-quartzo mármore. Mrg: margarita; Dol: dolomita; Qtz: quartzo. Nicóis paralelos. Largura da foto: 0,4 mm.

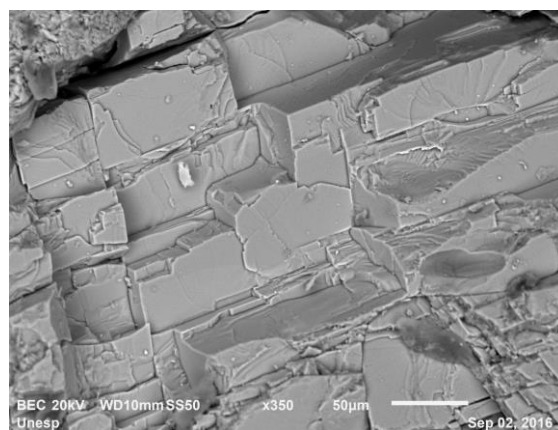


Figura 11. Imagem MEV de cristal de dolomita exibindo pronunciada clivagem {1011}.

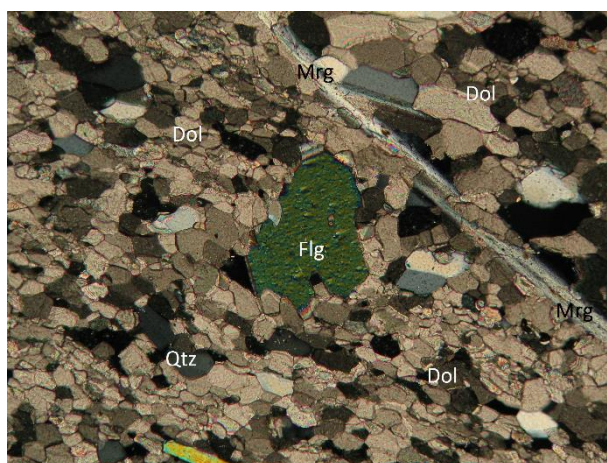


Figura 12. Cristal de flogopita (Flg). Note as inclusões de quartzo globulares e minúsculas agulhas de rutilo. Mrg: margarita; Dol: dolomita; Qtz: quartzo. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,3 mm.

superiores a 0,70 mm. Os cristais estão ligeiramente cloritizados sugerindo desta forma pleocroísmo verde pálido. Em alguns casos os cristais parecem estar talcificados, gerando filossilicatos finíssimos incolores. A disposição dos cristais de flogopita parece seguir a foliação/bandamento da rocha, conferindo boa laminação. De modo geral os cristais exibem clivagem bem pronunciada em {001}. Certos cristais de flogopita apresentam diminutas inclusões aciculares e prismáticas de rutilo. Estas inclusões estão perpendiculares a {010}. Os cristais de flogopita portadores de inclusões exibem um tênue pleocroísmo amarronzado. Em alguns locais, a flogopita parece reagir com a calcita mas seu produto, afanítico e anédrico, não pôde ser diagnosticado.

A margarita constitui expressivas palhetas tabulares incolores, em cristais milimétricos, presentes em microfraturas dispostas aleatoriamente na rocha. Perfazem em média de 8 a 15% do volume da rocha. Em amostra de mão, esses cristais conferem a rocha um aspecto “platinado” muito característico (Figura 13). Na pedreira de Antônio Pereira, é observado certos níveis mais enriquecidos em margarita, sugerindo um controle estratigráfico na ocorrência destes minerais.

Microscopicamente, esses cristais exibem clivagens perfeitas segundo {001} e estão dispostos como pequenas “gravatinhas”. Quando observados sobre o plano da foliação (laminação paralela ao plano da clivagem), pode-se notar sua bordas usualmente serrilhadas/quebradiças. Isso decorre do fato de que estes minerais são mais duros e suas lamelas de clivagem menos flexíveis que as demais micas (as margaritas possuem a alcunha de “micas duras”). Com certa frequência os cristais estão alterando-se para muscovita, possivelmente devido ao retrometamorfismo ou a ação hidrotermal, pós-metamórfica. Os cristais também possuem um número considerável de inclusões, principalmente de quartzo (Figura 14).

Os cristais de margarita cresceram após os eventos tectono-metamórficos da região. Este fato é evidenciado pelo seu crescimento estar associado à microfraturas de extensão. Uma segunda geração de dolomita e de quartzo é observada crescendo perpendicularmente aos cristais de margarita (Fig. 15), sendo barrados pelos limites das faces cristalinas destes filossilicatos. O estrutura parece ser mais rúptil e isso explica, de certa forma, as frequentes porções serrilhadas e o microfissuramento da rocha.

A muscovita (Fig. 16) constitui palhetas tabulares, hipidiomórficas, prateadas em amostras de mão e incolores quando observadas ao microscópio. Perfaz aproximadamente 15% o volume de cristais da rocha. Exibem clivagem perfeita, típica das micas, na mesma orientação



Figura 13. Cristais de margarita (Mrg) e muscovita (Ms) dando um aspecto um tanto resinoso-prateado ao mármore. Essa feição é muito característica para essas rochas.

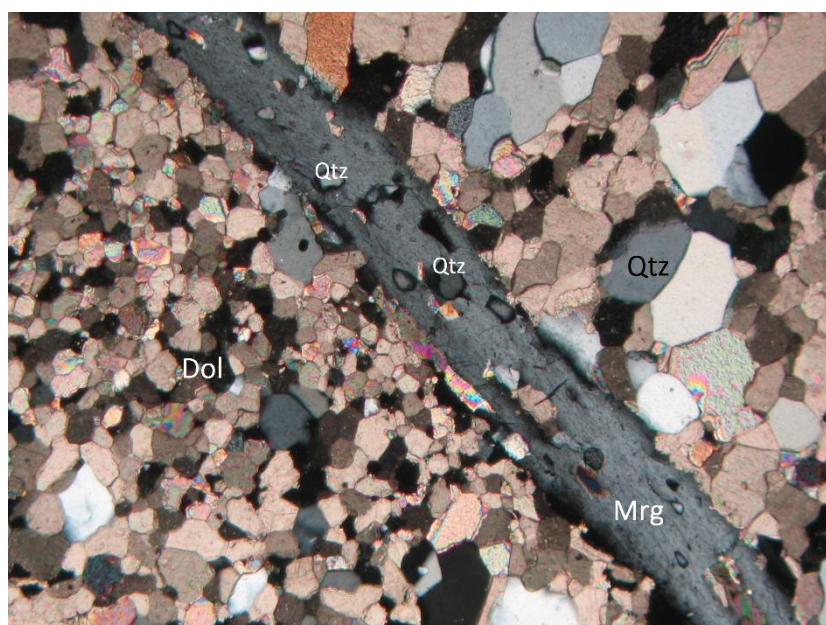


Figura 14. Cristal de margarita salpicado de inclusões de quartzo. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,2 mm.

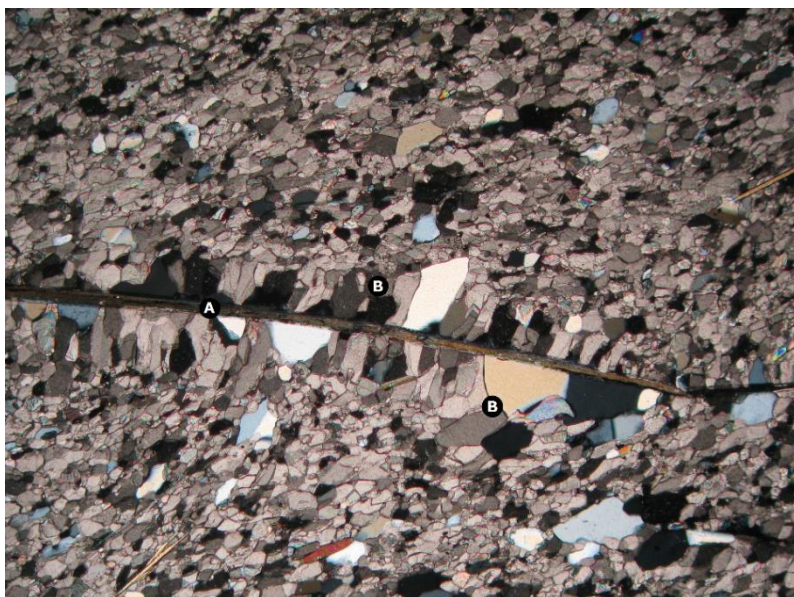


Figura 15. Cristal de margarita (A) crescido tardiamente (provavelmente em ambiente rúptil). Note que os cristais de quartzo e dolomita (B) estão crescidos perpedicularmente ao cristal de margarita. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,4 mm.

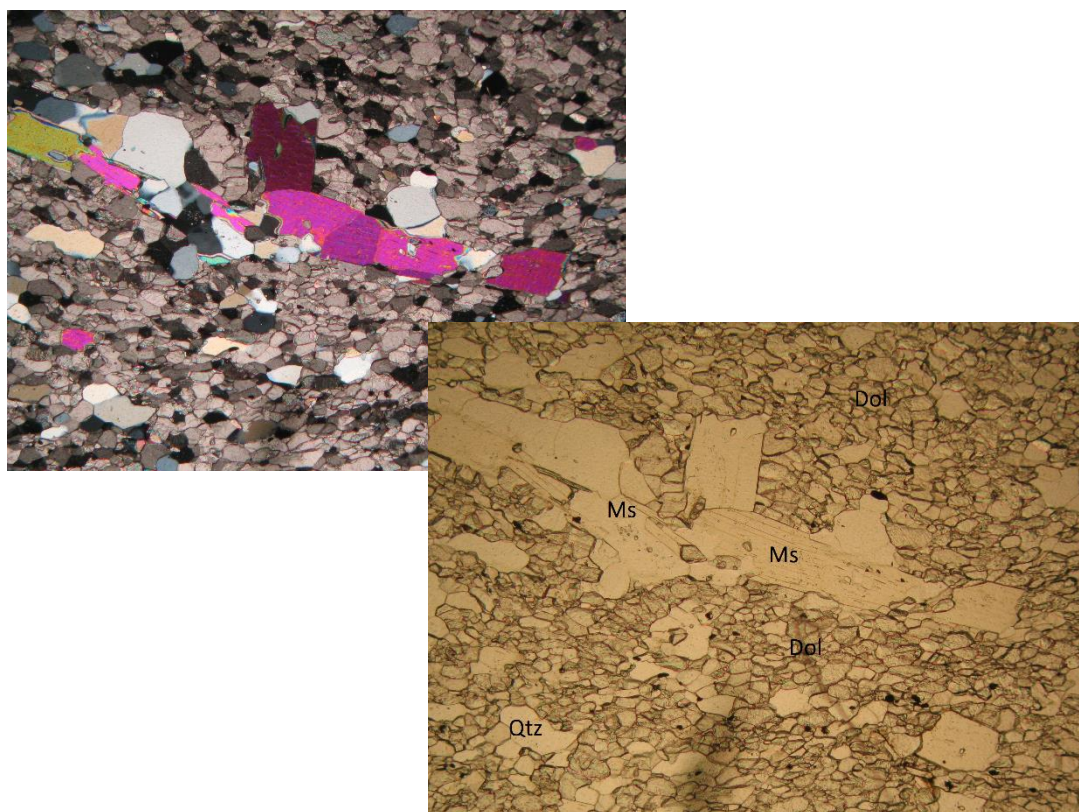


Figura 16. Cristais de muscovita (Ms) em meio a matriz quartzo-dolomítica (Qtz-Dol). Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (à frente). Largura da foto: 0,5 mm.

cristalográficas das margaritas. Em certos casos, suas bordas estão alteradas para filossilicatos finos, presumivelmente sericita. Alguns cristais parecem alterar-se para fengita. Geralmente, os cristais de muscovita formam agrupados em lâminas isorientados, definindo uma certa laminação na rocha.

O quartzo constitui cristais pequenos a médios, frequentemente exibem extinção ondulante, seguida de recristalização. Ocupa cerca menos de 10% do volume de minerais destas rochas. Apresenta-se em formato subédricos, em disposição em mosaicos. Por vezes, formam pequenos aglomerados granulares. Muito frequentemente está associado a dolomita, acompanhando sua orientação cristalográfica. A semelhança da calcita, certos porções fraturadas da rocha estão preenchidas por microtrilhas de quartzo muito fino. Alguns cristais possuem inclusões fluidas, salpicadas tanto nas porções centrais, quanto nas bordas.

Os minerais opacos são representados principalmente pela magnetita (Fig 17). Esses cristais são idiomórficos e possuem, de modo geral, dimensões desde poucos milímetros até 2,0 centímetros. Localmente foram encontrados cristais bem formados de até 3,5 cm. Os cristais de magnetita constituem porfiroblastos bem desenvolvidos sobre a matriz da rocha e frequentemente apresentam exsoluções abundantes de ilmenita (Fig. 18).

Frequentemente, os mármoreos possuem agregados monominerálicos de hematita (Fig. 19). Esses agregados aparentemente estão definidos em certos leitos e/ou estratos da rocha. Estes leitos hematíticos usualmente se desagregam quando pressionados pela lâmina do canivete. À lupa, os pequenos cristais são de cores prateadas, subidiomórficos, quebradiços e sujam as mãos facilmente.

Essas rochas também possuem sulfetos (Fig. 20). Ocorrem cristais milimétricos de colorações avermelhadas, acastanhadas e amareladas. A cor do traço é escura, quase preta. Os cristais são pouco magnéticos. Isto sugestiona tratar-se de pirrotita; contudo, os minerais, aparentemente, não são solúveis em HCl diluído. Talvez, os cristais estejam associados a outros sulfetos (calcopirita? arsenopirita?), não sendo possível seu diagnóstico.

Estas rochas ainda apresentam cristais esparsos de anfibólios (tremolita?), cristais anédricos de turmalina amebóide com dicroísmo em tons esverdeados, fengita como produto de alteração de micas e raros cristais de clorita neoformada com cores de interferências cinza anômalo.

As rochas calcita mármore dolomítico e dolomita mármore calcítico são os termos transicionais mais puros desta unidade dolomítica. São rochas claras, fracamente bandadas e exibem diferenças composicionais muito próximas. Semelhante às rochas anteriores, encontra-se o bandamento e a foliação destas rochas paralelizados. As amostras mais puras são praticamente isotrópicas, constituindo mármore maciços; estes ocorrem como pequenos bolsões amendoados em meio às demais litologias, aparentemente poupados da deformação regional.

Em amostra de mão, são geralmente esbranquiçadas a amareladas. À vista desarmada é difícil o reconhecimento mineralógico, porém à lupa pode-se identificar alguns grãos maiores de dolomita e de calcita pela proeminente clivagem destes. Além disso a rocha reage moderadamente ao ácido clorídrico diluído (o pó deste material “ferve” à frio quase que instantaneamente gerando um resíduo esbranquiçado e raros grãos de quartzo).

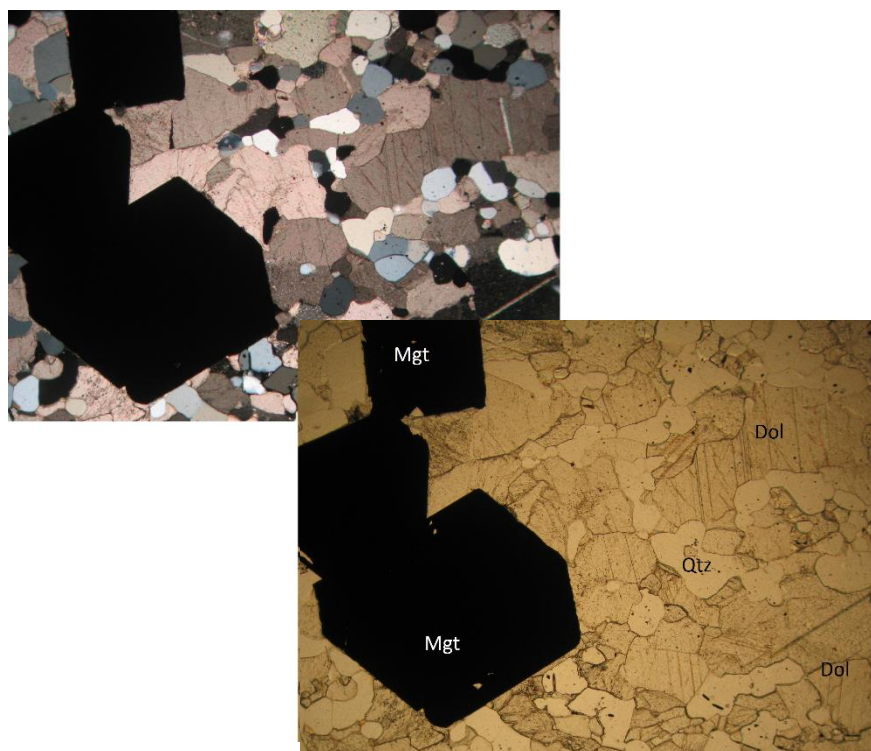


Figura 17. Cristais opacos euédricos. Tratam-se de porfiroblastos de magnetita (Mgt) em meio à matriz quartzo-dolomítica (Qtz-Dol). Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (à frente).

Largura da foto: 0,8 mm.

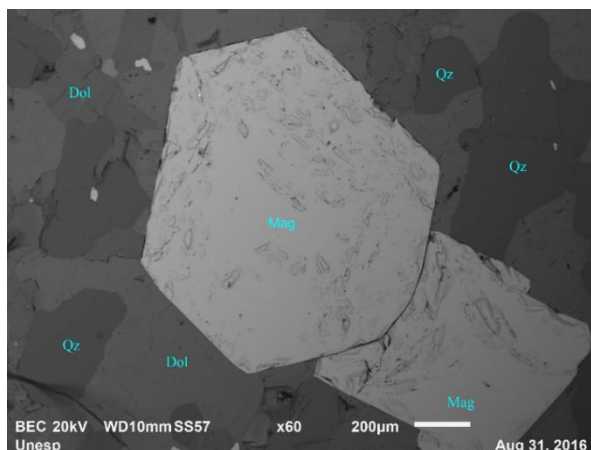


Figura 18. Imagem MEV com destaque à magnetita. Ocorrem inúmeras exsoluções de ilmenita em seu interior, principalmente nas bordas dos cristais.



Figura 19. Leitos hematíticos nos mármore. Observe um pequeno veio de quartzo ao lado direito da escala (moeda).



Figura 20. Mármore de aspecto salpicado: cristais escuros de magnetita acima e acastanhados/amarelados de sulfetos (provavelmente pirrotita) abaixo.

Estas rochas exibem textura granoblástica fina, majoritariamente equigranular a ligeiramente inequigranular seriada. Próximos aos veios de quartzo hidrotermal a granulação aumenta.

Ao microscópio, estas rochas apresentam altas porcentagem de carbonatos, variando até 95%. Os demais cristais de quartzo e dimutos traços de outros minerais perfazem menos de 5% do volume total da rocha.

Uma feição bastante interessante destas rochas é o tipo de geminação da calcita. Trata-se de uma geminação especial, denominada geminação de deformação, sendo bastante frequente neste tipo litológico. Esta geminação de deformação é formada pelo deslocamento dos geminados, através de cisalhamento simples ao longo dos planos de geminação. Os esforços causam uma verdadeira flexão mecânica das estruturas cristalinas dos minerais. Entretanto, esta geminação mecânica não leva à ruptura da estrutura cristalina da calcita, sendo portanto de natureza dúctil. A observação destas microestruturas baseiam-se na tendência destas geminações formarem padrões intergitados e muitas mais expessados. De acordo com Fossen (2012), para o mineral calcita, a quantidade de deformação de cisalhamento associada a uma única torção na estrutura cristalina é restrita a um ângulo fixo, de 38° , que é o ângulo que faz do plano de geminação um plano de simetria especular.

7.1.2 Itabiritos dolomíticos

O termo itabirito dolomítico é aqui empregado apoiando-se nos trabalhos de James (1954), ao estudar as rochas metassedimentares do tipo formação ferrífera bandada, fácies carbonato. Dorr II (1969), reconheceu no Quadrilátero Ferrífero três tipos principais de rochas bandadas ricas em minerais de ferro e as denominou itabiritos anfíbolíticos, itabiritos dolomíticos e itabiritos normais. Este autor concluiu que os dois últimos litotipos possuem completa interdigitação, sendo seus contatos eminentemente transicionais. E ainda, baseando-se no conteúdo relativo entre sílica e dolomita, definiu duas formações geológicas para o Grupo Itabira: a Formação Cauê, basal, rica em quartzo e a Formação Gandarela, topo, rica em dolomita.

Os itabiritos dolomíticos (Fig. 21) são rochas bandadas, fortemente lamindas, com bandas ricas em minerais de ferro (principalmente hematita e sua variedade especularita) e bandas ricas em dolomita. As porções mais enriquecidas em hematita e especularita possuem colorações negras, cinzentas e frequentemente prateadas. Já as porções dolomíticas são claras,

usualmente esbranquiçadas ou mesmo amareladas, com tons branco e creme a bege pálido. Possuem, muitas vezes, boa granulação (média, às vezes grossa) que pode ser identificada à vista desarmada.

De modo geral, o bandamento composicional é marcado por leitos de texturas distintas (porções granoblásticas e porções lepidoblásticas). Possui espessuras variáveis, desde escalas microscópicas à mesoscópicas (centimétrica). É caracterizado pela alternância rítmica de níveis hematíticos e especularíticos contínuos e níveis carbonáticos compostos predominantemente por dolomita. A orientação deste bandamento está disposto em paralelismo à foliação da rocha e, entre seus leitos, Endo (1997), na folha Mariana, observou uma natureza milonítica entre as bandas. Estas rochas exibem usualmente estruturas S/C e lineação mineral bem marcada por sobre os planos da foliação. A foliação milonítica é definida pela orientação preferencial de muscovita, biotitas e quartzo. Raramente a foliação aparece seccionando o bandamento; quando ocorre, é segundo ângulos variados, sempre com inclinações maiores.

Do ponto de vista petrográfico, é uma rocha relativamente simples. Composta por especularita, magnetita, dolomita e quartzo. Martita, goethita, limonita são comuns e constituem-se como alterações dos minerais de ferro primários. O talco, de coloração esbranquiçada, parece acompanhar os leitos mais claros. O quartzo também constitui certas bandas, dando a impressão de uma rocha triplamente bandada.

A dolomita perfaz cerca de 45% da rocha; o conteúdo de especularita não atinge mais que 30%; a magnetita ocupa aproximadamente 15% do volume. Os cristais de quartzo formam pequenos bolsões e correspondem a menos de 10% do total de minerais.

A especularita define uma boa laminação a rocha. Apresenta-se sob a forma de diminutas palhetas (algo entorno de 0,1 mm) formando agregados contínuos isorientados. Sob o microscópio eletrônico, nota-se um bom paralelismo cristalográfico entre os cristais de especularita e dos demais minerais (Figura 22).

Muito embora não encontramos itabiritos a anfibólio, Dorr II (1969) descreveu formações ferríferas bandadas carbonáticas com cummingtonita em Itatiaiuçu e na Serra da Piedade. Este autor sugeriu que a formação de anfibólios ferríferos nos itabiritos relaciona-se ao aumento do grau metamórfico. Entretanto, raros cristais de anfibólios magnesianos (tremolita incolor) foram observados na pedreira de Antônio Pereira.



Figura 21. Vista geral de afloramento de itabirito dolomítico. Observar dobras apertadas, isoclinas próximo ao centro da foto. Altura da foto: cinco metros.

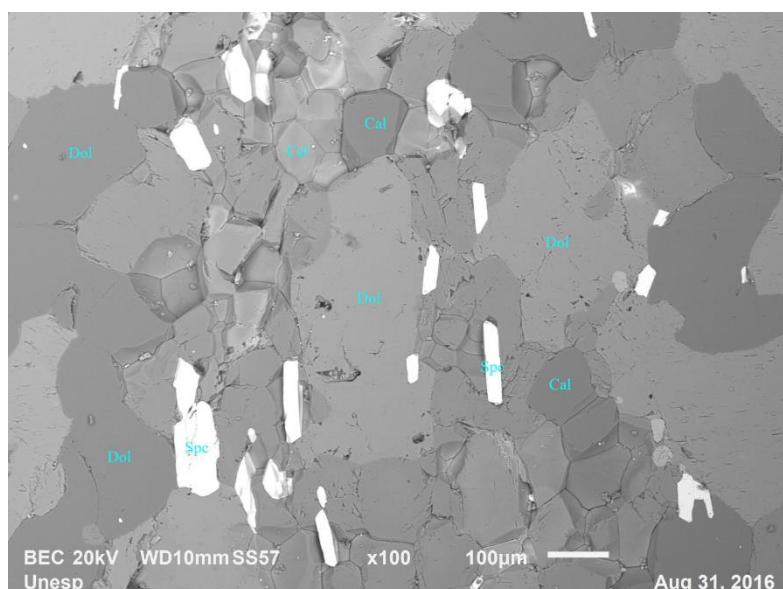


Figura 22. Imagem MEV de cristais tabulares de especularita bem alinhados, junto à abundantes cristais de dolomita em itabirito dolomítico.

7.1.3 Metacherts

Esta litologia (Figura 23), já descrita por Dorr II (1969) para a região, aparece esporadicamente entre as camadas dolomíticas não excedendo 30 centímetros de espessura. Aparentemente, há uma certa gradação entre os materiais silicosos (*cherts*) e os tipos carbonáticos. São rochas de coloração esbranquiçada, quando puras, e levemente acinzentadas quando ocorrem com outros minerais. Exibem grau variável de alteração e quando muito alteradas formam um material friável. De modo geral, são rochas com pouco anisotropia, com os termos maciços sendo comuns. Por vezes ocorrem aglomerados de quartzo fortemente deformados e cristais tabulares de micas que definem uma boa foliação a rocha, constituindo tectonitos “S”. Sua granulação é fina a média. De modo geral, as rochas estão bem recristalizadas exibindo texturas granoblástica engrenada a polygonal.

Mineralogicamente, essas rochas são constituídas por quartzo (80%), micas (até 10%) e opacos (essencialmente magnetita). O quartzo exibe forte deformação expressada pela extinção ondulante. Suas bordas estão usualmente serrilhadas e certos cristais ocorrem engrenados uns aos outros. Em certas porções da rocha, a disposição dos cristais de quartzo lembra uma textura em polígonos bem definida. As micas são principalmente muscovitas. Formam cristais tabulares com clivagem bastante pronunciada. Sua granulação média situa-se entorno de 1,0 mm, sendo raros os cristais maiores de 2,0 mm. Os cristais de magnetita são bem formados, euédricos, e alcançam até 6,0 mm.

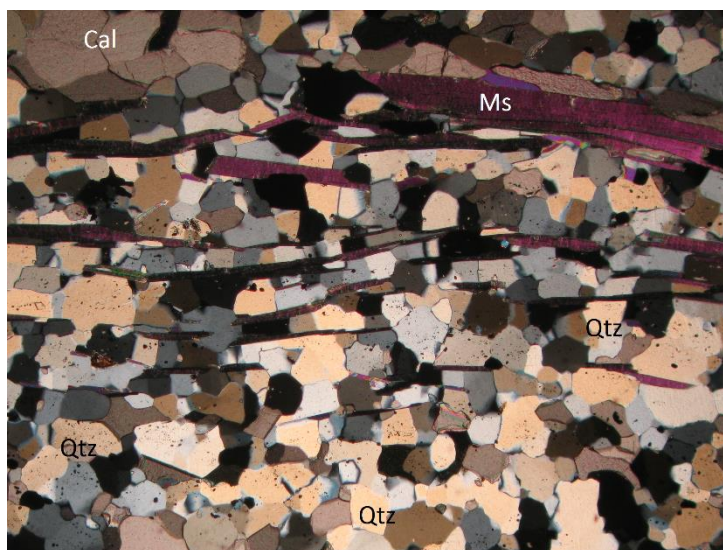


Figura 23. Metachert. Rocha eminentemente granoblástica com poucos domínios lepidoblásticos, definidos por cristais de muscovita (Ms). Observe alguns cristais de carbonatos (Cal) na porção superior esquerda da foto. Nicóis cruzados. Largura da foto: 0,4 mm.

7.1.4 Filitos e/ou xistos finos pelíticos

Sob esta denominação reúnem-se rochas pelíticas (Fig. 24) de baixo grau de metamorfismo. A coloração destas rochas em amostra de mão varia entre tons acinzentados, esverdeados e amarelados. Sua granulação é fina a média. Apresentam-se bem orientados com o desenvolvimento de uma nítida xistosidade (esta por sua vez está levemente crenulada, sem o desenvolvimento de septos micro-estruturais). A textura é predominantemente lepidoblástica definida pelo paralelismo dos cristais de mica. Cristais grandes de magnetita em certas porções da rocha implicam uma alternância textural, dando um aspecto porfiroblástico a rocha. Ainda ocorrem pequenos domínios granoblásticos em bolsões ligeiramente sigmodais.

A mineralogia destas rochas é a seguinte: muscovita (até 75%), quartzo (10-15%), magnetita (até 20%), clorita (até 10%), além de óxidos/hidróxidos de ferro (limonita?) como alteração secundária.

O exame microscópico desta litologia revelou que os domínios granoblásticos são formados por agregados de minerais equidimensionais de quartzo apresentando texturas poligonais (os cristais exibem formas de polígonos regulares com contatos lobulados ou saturados). Os domínios lepidoblásticos são constituídos por pequenos filetes/folhas de muscovita (distintamente pela elevada birrefringência em relação à clorita e pelo ângulo 2V maior do que a flogopita e o talco) incolores de dimensões submilimétricas (ocupando um volume de até 75% da rocha) (Fig. 25). Por sobre os cristais de muscovita há uma fina película de hidróxidos de ferro de coloração alaranjada conferindo aos cristais um aspecto “embaçado”.

Ainda ocorrem cristais bem formados de carbonatos associados principalmente às porções granoblásticas.

Nota-se também, de forma frequente, arcos poligonais (Fig. 26) constituídos por muscovitas desenhando micro-dobras. Certos cristais de opacos igualmente ocorrem dobrados. Os leitos compostos por cristais de quartzo apresentam deformações (micro-dobras, microfraturas).

Ao microscópio eletrônico de varredura, observa-se cristais bem formados de muscovita (Figura 27) com proeminentes maclas no plano de composição segundo {001}, ocasionando os chamados “livros-de-micas”.



Figura 24. Amostra de filito/xisto fino amarelo-prateado com diversos porfiroblastos de magnetita.

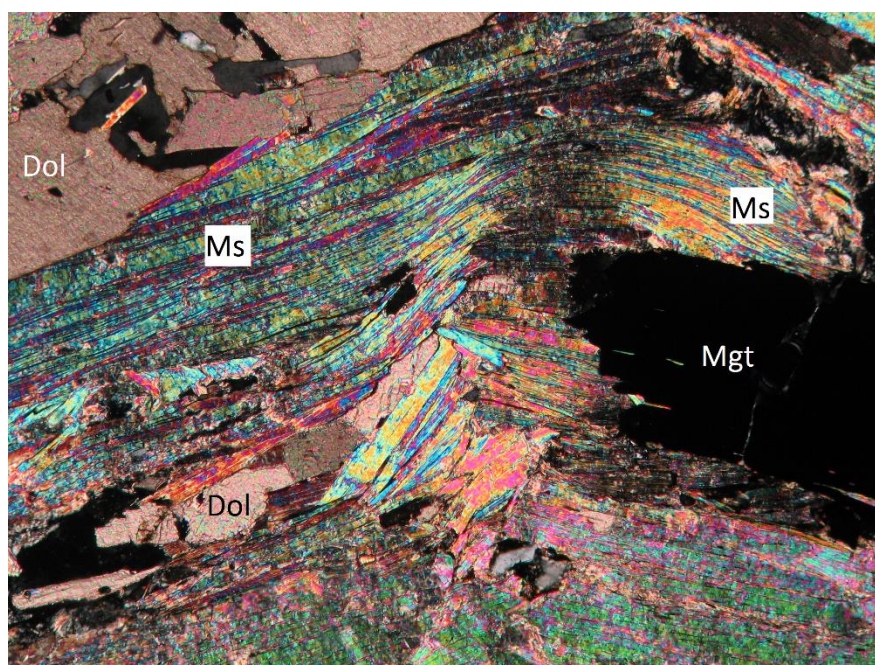


Figura 25. Fotomicrografia de filito pelítico. Cristais de muscovita (Ms) exibindo elevada birrefringência e clivagem perfeita segundo {001}. Dol: dolomita; Mgt: magnetite. Largura da foto: 0,6 mm.

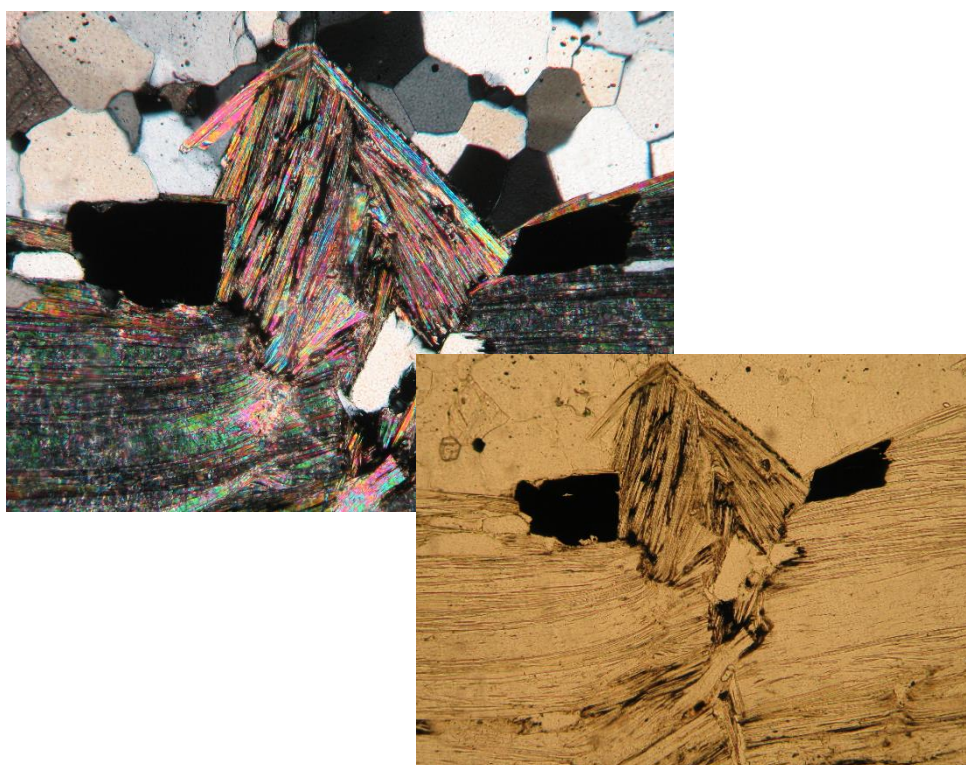


Figura 26. Arcos poligonais de muscovita desenhando micro-dobras. Acima porções granoblásticas ricas em quartzo e abaixo porção lepidoblásticas rica em micas. Nicóis cruzados (ao fundo) e paralelos (a frente). Largura da foto: 0,3 mm.

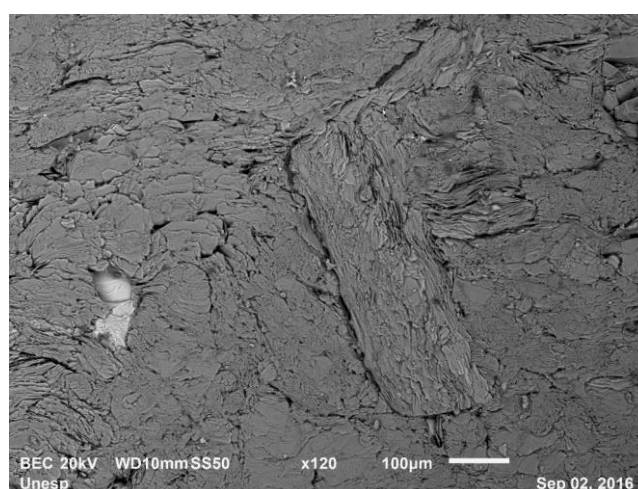


Figura 27. Imagem MEV de “livro-de-micas”. Trata-se de cristais bem formados de muscovitas geminados no plano de composição $\{001\}$.

7.1.5 Solos

Na região, em certas localidades, as rochas estão profundamente alteradas, ocasionando uma considerável cobertura de solos. Em determinados locais, essa espessura ultrapassa os 60 metros. As litologias mais suscetíveis a este processo pedogenético são os mármorees devido a sua fácil solubilização.

Os solos gerados são argilosos, de colorações castanho-avermelhados sendo conhecidos informalmente como “borra-de-café”. De acordo com Gandini (1994), os solos possuem natureza laterítica. Segundo estudo deste autor, através de difratometria de Raios-X, os solos são constituídos por uma mineralogia relativamente simples: argilominerais do grupo das caulinitas e ilitas representariam mais de 80% do conteúdo mineralógico; o quartzo com cerca de 15% e óxidos/hidróxidos de ferro (goethita) por volta de 5%.

Rojas (2008), ao estudar os depósitos de topázio imperial da região de Ouro Preto, descreve diversas ocorrências destes cristais nos solos de Antônio Pereira. Segundo fontes históricas, a “borra-de-café” tem fornecido cristais de qualidade, bem formados, nos últimos dois séculos.

Os cristais de goethita são bem formados e possuem hábitos botroidais ou mamelares (Figura 28), formando pequenas colunas. Sua cores variam desde o marrom escuro, vermelho terroso e o preto. Os cristais possuem as superfícies lisas e brilhantes porém quando partidos são foscos.

Cristais idiomórficos octaédricos de magnetita de até 1,0 cm (Figura 29) são também muito comuns nos perfis de alteração da região, emprestando ao solo um certo magnetismo.



Figura 28. Cristais de goethita exibindo hábitos botroidais ou mamelares.



Figura 29. Cristais idiomórficos octaédricos de magnetita encontrados nos solos da região.

7.2 Análise da Difração de Raios-X

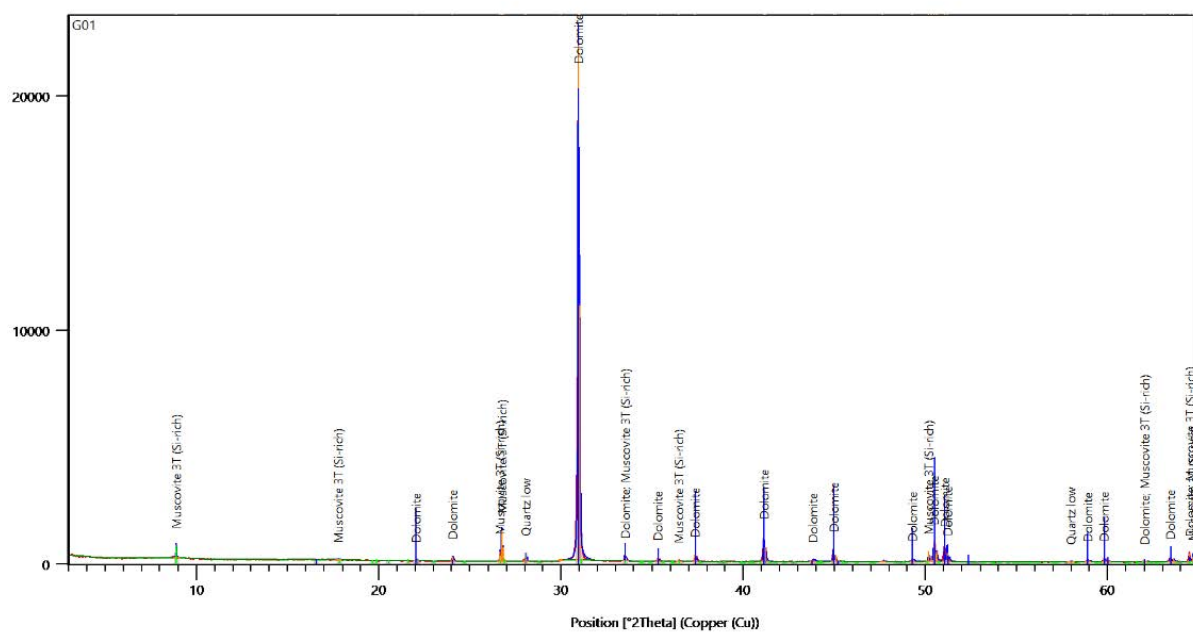
A análise por Difração de Raios-X auxilia na identificação mineralógica e complementa a análise por microscopia óptica já que muitas vezes algumas fases minerais não podem ser identificadas em seções delgadas, seja pelo tamanho dos cristais ou dificuldade na determinação de suas propriedades. A seguir, são apresentados sete difratogramas (Figuras 30 a 36) das análises realizadas. As metodologia e as condições de operação do equipamento encontram-se no Capítulo 2.

Na amostra G-00 foram detectados picos representativos de quartzo, dolomita, confirmando sua presença, e fengita e espinélio não-denominado que não foi possível sua identificação na microscopia. A presença do espinélio pode ser explicada pelo conteúdo de Mg^{2+} e de Al^{3+} nos antigos sedimentos (confirmada pela presença de minerais magnesianos como a ankerita e aluminosos como a margarita dentre os constituintes mineralógicos destas rochas).

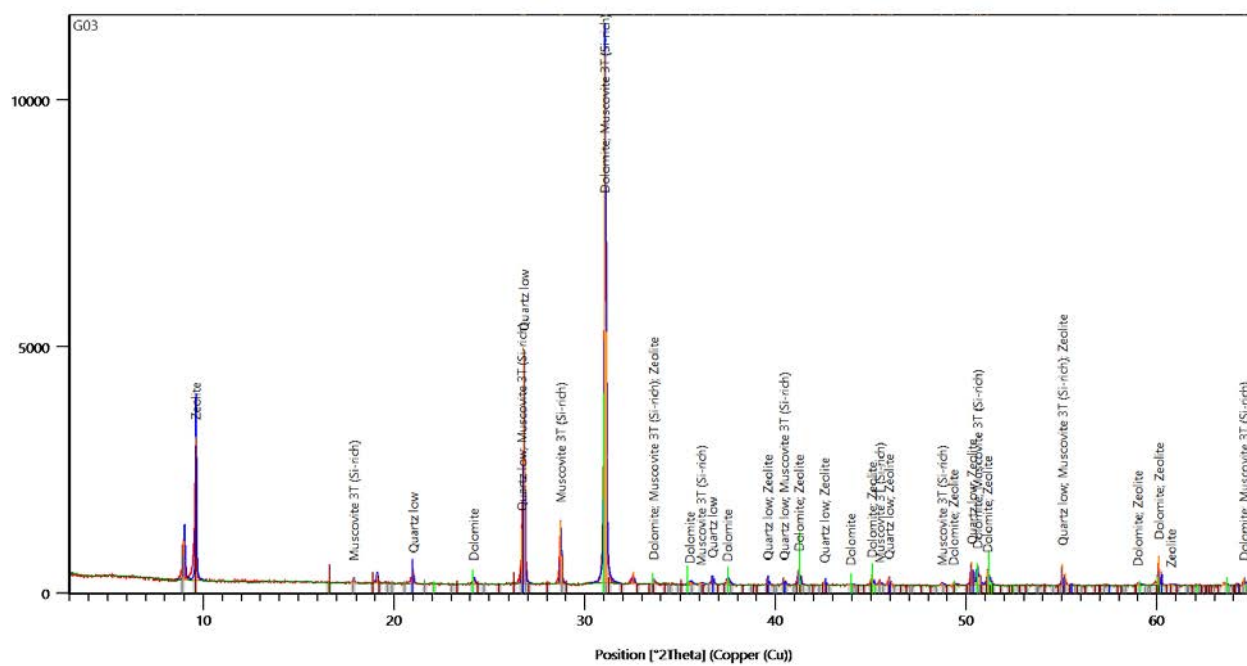
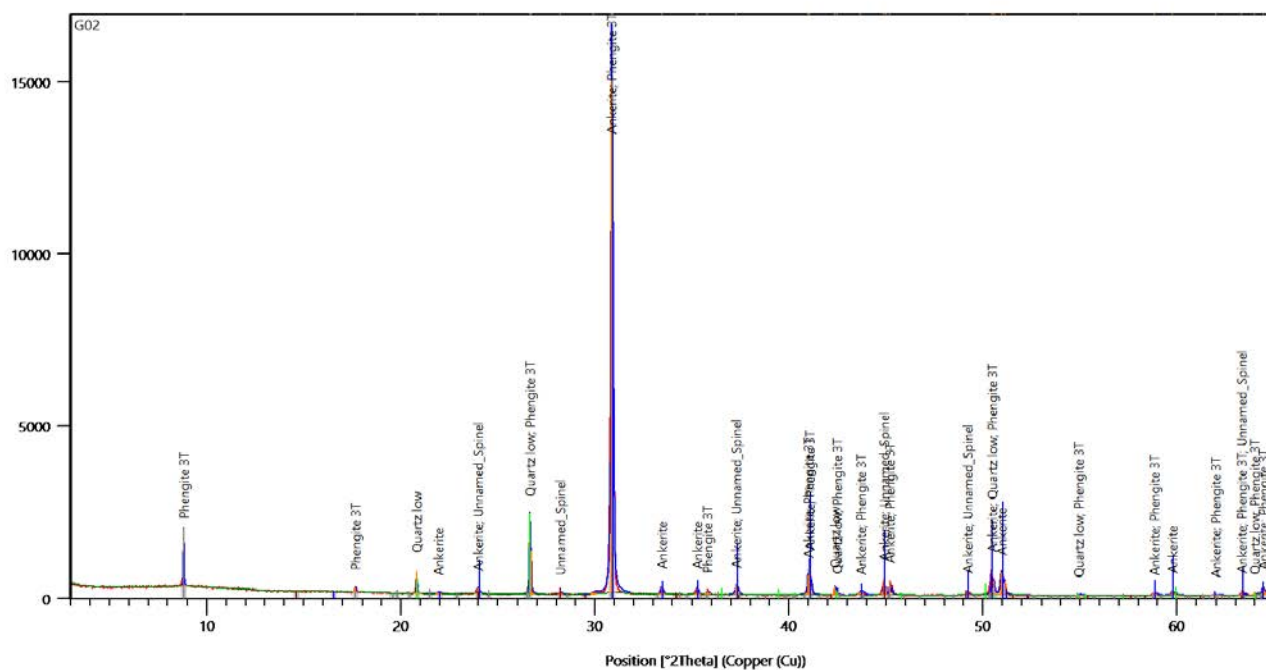
Na amostra G-01, foram constatadas apenas três fases minerais: quartzo, dolomita e muscovita. A muscovita parece relacionar-se a sedimentos clásticos muito finos (argilas) penecontemporâneos à sedimentação química dos géis de sílica e carbonatos de magnésio e cálcio. Contudo, a presença simultânea destes dois últimos materiais ainda carece de uma explicação mais concisa, visto o fato de uma certa incompatibilidade físico-química destes compostos.

Já a amostra G-02 apresenta composição mineralógica semelhante à amostra G-00, contudo há presente cristais de ankerita, como fora suspeitado em lâmina delgada, agora confirmado. A presença de ankerita atesta o conteúdo alto de Fe^{3+} que esses sedimentos possuíam à época de sua precipitação.

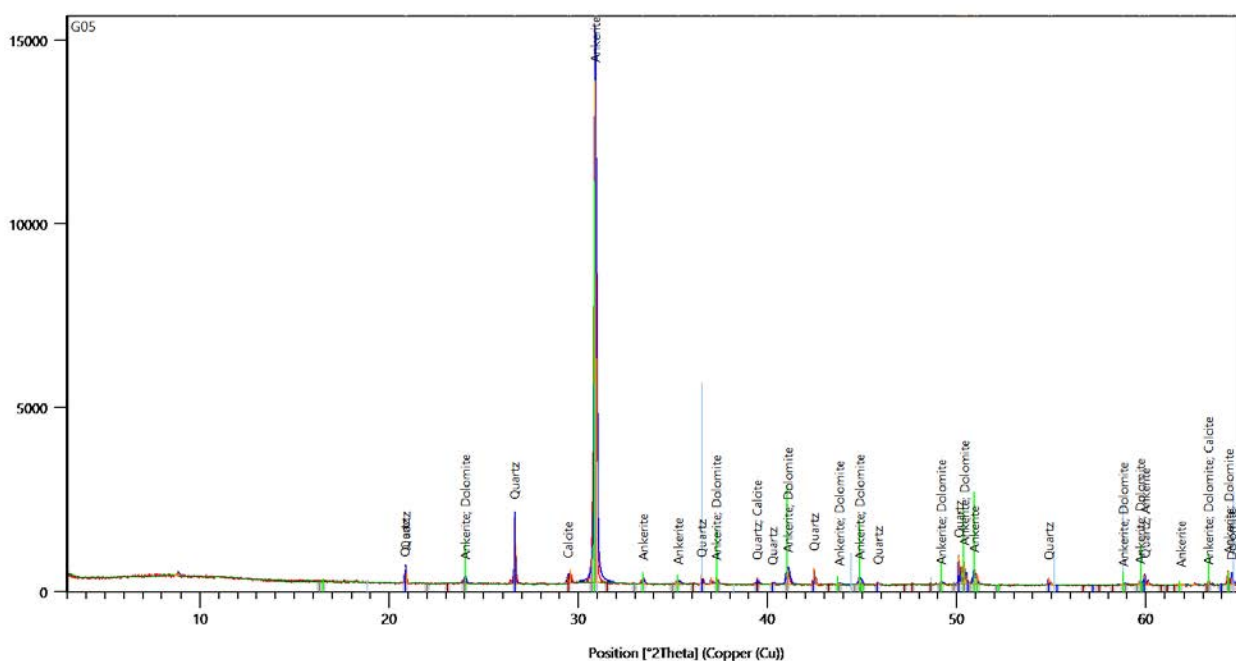
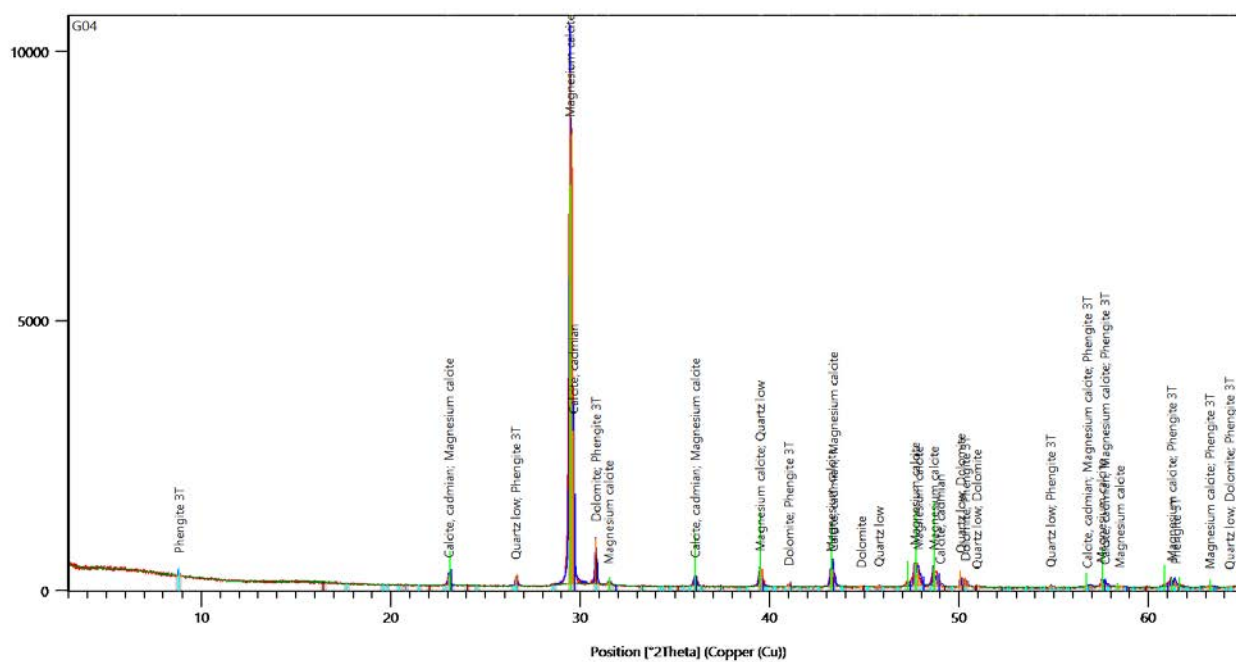
A composição mineralógica da amostra G-03 é mais diversa, apresentando quartzo, carbonatos, muscovita. A amostra G-04 apresenta calcita, dolomita, quartzo e fengita. A amostra G-05 e G-06 possuem composição mineralógica semelhante às amostras G-02 e G-04, respectivamente.



Fiugras 30 e 31. Difrátogramas das amostras G-00 e G-01.



Figuras 32 e 33. Difratomogramas das amostras G-02 e G-03.



Figuras 34 e 35. Difractogramas das amostras G-04 e G-05.

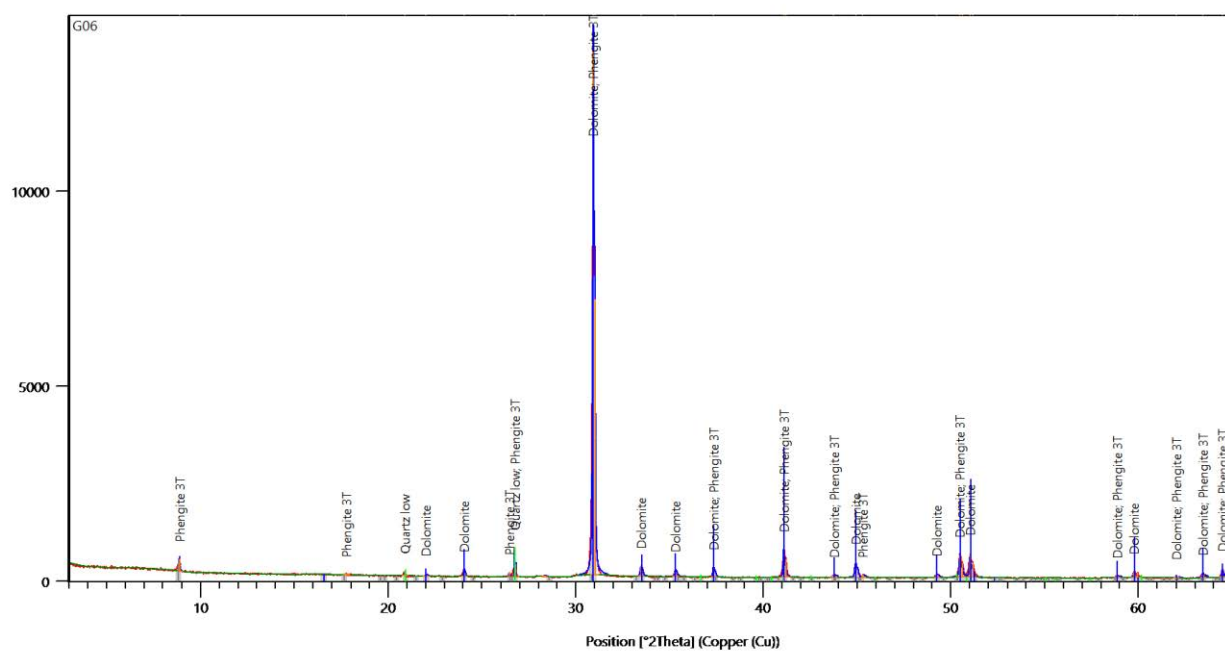


Figura 36. Difratoograma da amostra G-06.

7.3 Análise Litogeoquímica

A escolha das amostras para análises químicas em rocha total foi realizada, em um primeiro momento, por meio de uma seleção prévia baseada em observações das características macroscópicas das rochas e, posteriormente, culminando na escolha definitiva através do exame microscópico. Foram selecionadas, desta forma, 14 amostras que representassem uma boa variabilidade dos tipos litológicos encontrados na região.

Os dados analíticos obtidos nestas análises encontram-se listados nas Tabelas 3 e 4. Nota-se primeiramente que, de acordo com as porcentagens de CaO e MgO e perda ao fogo (o qual inclui as quantidades de CO₂), as rochas caracterizam-se como carbonatadas, confirmando as observações petrográficas.

Os valores de CaO apresentam uma variação de 16,15% a 30,57%. O MgO demonstra maiores variações, desde 3,24% até 19,28%, em porcentagens inferiores à cal. Já o SiO₂ não ultrapassa 47% (para uma amostra de *chert* dolomítico) ocorrendo valores muito pequenos (da ordem de 6% para mármore quase puros). A variação da sílica reflete a presença, em maior ou menor quantidade, de minerais silicáticos nas rochas, tais como o próprio quartzo, micas, anfibólios entre outros. As porcentagens de K₂O e Na₂O somadas não atingem 1%. De igual forma, o TiO₂ e MnO juntos também não alcançam a casa de 1%. Em apenas uma amostra o percentual de Al₂O₃ situa-se acima de 1%. O Fe₂O₃ possui valores desde 2,24% (em rochas mais puras) até 17,39% (em itabiritos dolomíticos com especularita/magnetita abundantes).

O estudo do comportamento geoquímico destas rochas, para efeito de suas caracterizações e interpretações petrológicas, foi lançado em diagramas específicos, construídos a partir dos trabalhos de Wahlstrom & Kim (1959), onde estes autores representam os campos de variação para os diversos tipos de rochas sedimentares e de tendências de rochas ígneas.

O diagrama 1/3 SiO₂ – CaO + MgO – Na₂O + K₂O está representado na Figura 37. Projetando-se as amostras neste diagrama, nota-se que os pontos recaem majoritariamente no campo das rochas sedimentares, especificadamente nas composições químicas das rochas calcárias e dolomíticas, sugerindo, assim, sua origem sedimentar préterita (pré-metamórfica). A correlação entre a composição química e a natureza destas rochas também fica patente através do diagrama Al₂O₃ – CaO – MgO + Fe₂O₃ (Figura 38). Contudo, observa-se uma certa tendência destas rochas para o campo das margas indicando uma sedimentação um tanto imatura.

Tabela 3. Análise geoquímica dos elementos principais das rochas do Distrito de Antônio Pereira

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma
1	14.41	0.07	0.79	4.32	0.58	19.28	30.57	0.13	0.27	0.04	29.82	100.27
2	6.65	0.08	0.67	2.56	0.34	18.85	28.4	0.08	0.27	0.04	42.29	100.24
3	7.99	0.05	0.85	3.55	0.52	17.76	28.24	0.08	0.11	0.04	41.29	100.47
4	24.86	0.04	0.68	17.39	0.45	11.21	17.97	0.06	0.21	0.05	27.23	100.15
5	20.94	0.05	0.72	15.24	0.45	11.56	20.42	0.04	0.28	0.04	30.41	100.15
6	12.47	0.08	1.00	3.33	0.41	16.91	26.59	0.10	0.23	0.04	39.06	100.23
7	9.55	0.07	0.63	2.8	0.36	18.09	27.65	0.08	0.17	0.04	40.81	100.24
8	9.52	0.04	0.42	2.24	0.42	19.19	27.43	0.11	0.39	0.03	40.67	100.44
9	7.53	0.06	0.76	2.97	0.35	18.62	28.55	0.13	0.27	0.04	41.15	100.44
10	21.98	0.01	0.14	8.14	0.39	15.77	21.27	0.09	0.21	0.05	31.90	99.96
11	19.56	0.02	0.3	11.25	0.45	11.46	24.57	0.09	0.06	0.07	32.70	100.52
G 01	13.87	0.11	1.2	2.61	0.34	17.02	26.04	0.02	0.17	0.04	38.61	100.02
G 04	27.89	0.01	0.14	14.12	0.25	3.24	28.35	0.02	0.01	0.04	25.94	100.01
G 05	46.42	0.02	0.06	7.66	0.29	7.10	16.15	0.02	0.01	0.05	22.26	100.05

Tabela 4. Análise geoquímica dos elementos menores e traços das rochas do Distrito de Antônio Pereira

Amostra	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga
1	27.0	3.0	50.0	11.0	56.0	4.0	4.0	21.0	8.0	3.0	53.0	19.0	5.0	26.0	7.0
2	1.0	5.0	18.0	11.0	54.0	1.0	4.0	18.0	8.0	2.0	7.0	16.0	2.0	25.0	6.0
3	52.0	2.0	16.0	8.0	55.0	3.0	1.0	21.0	8.0	6.0	9.0	21.0	4.0	26.0	7.0
4	114.0	12.0	79.0	17.0	85.0	10.0	2.0	32.0	13.0	4.0	21.0	40.0	9.0	52.0	12.0
5	136.0	7.0	137.0	14.0	87.0	2.0	2.0	29.0	14.0	4.0	18.0	38.0	9.0	52.0	11.0
6	35.0	2.0	16.0	14.0	53.0	2.0	8.0	23.0	8.0	4.0	4.0	17.0	3.0	25.0	5.0
7	0.0	4.0	9.0	10.0	53.0	1.0	3.0	21.0	9.0	5.0	6.0	17.0	4.0	26.0	6.0
8	7.0	3.0	34.0	29.0	45.0	1.0	2.0	11.0	7.0	1.0	2.0	14.0	2.0	21.0	5.0
9	5.0	4.0	22.0	12.0	56.0	8.0	6.0	19.0	7.0	4.0	3.0	17.0	5.0	26.0	6.0
10	36.0	3.0	262.0	16.0	61.0	1.0	1.0	15.0	12.0	1.0	9.0	26.0	6.0	29.0	8.0
11	17.0	6.0	138.0	9.0	80.0	1.0	6.0	23.0	12.0	3.0	12.0	38.0	9.0	42.0	8.0
G 01	79.0	2.0	9.0	9.0	51.0	9.0	2.0	38.0	8.0	3.0	6.0	17.0	4.0	27.0	7.0
G 04	34.0	9.0	42.0	9.0	97.0	0.0	0.0	31.0	13.0	3.0	18.0	39.0	9.0	54.0	11.0
G 05	254.0	3.0	46.0	5.0	59.0	6.0	0.0	14.0	9.0	3.0	14.0	26.0	8.0	31.0	8.0

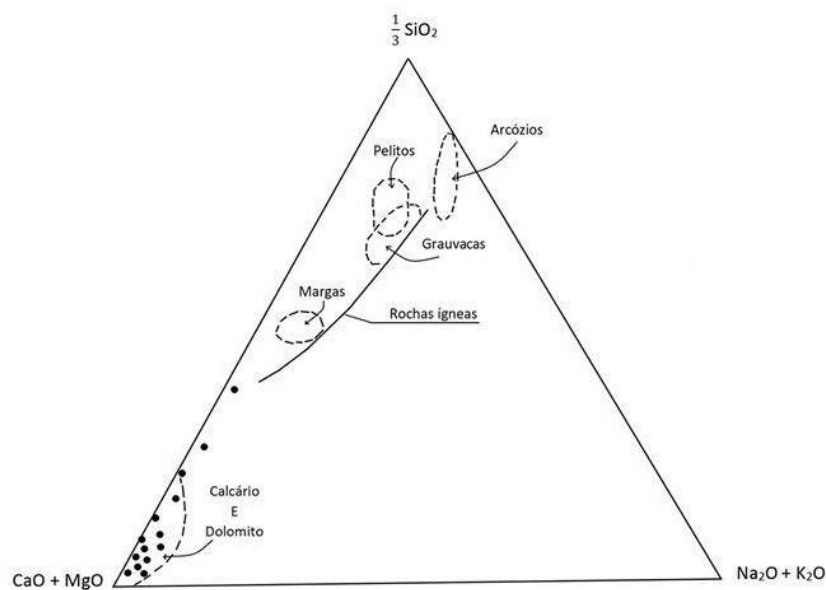


Figura 37. Diagrama de composição $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ discriminando os campos das rochas sedimentares e tendência das rochas ígneas, baseado em Wahlstrom & Kim (1959).

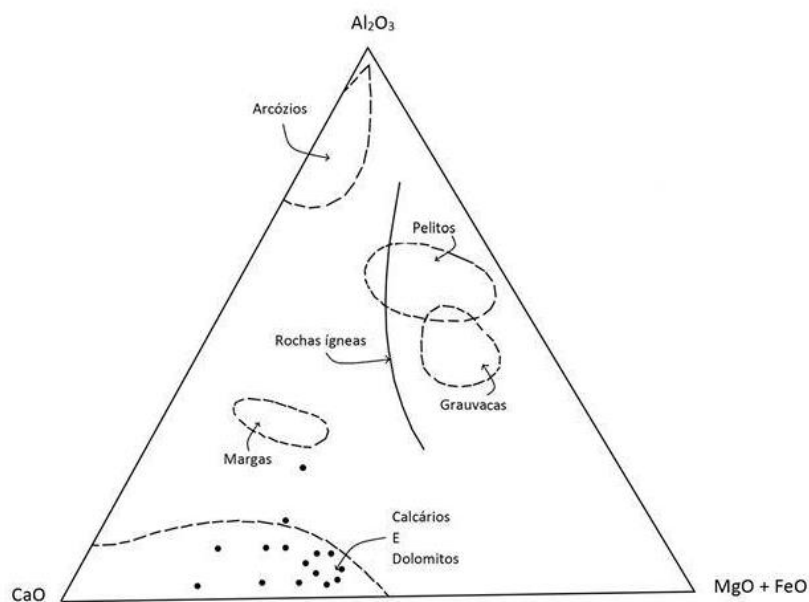


Figura 38. Diagrama de composição $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO} + \text{FeO}$ apresentando as áreas das rochas sedimentares e as tendências das rochas ígneas, segundo Wahlstrom & Kim (1959).

Com o intuito de confirmar as tendências apresentadas pelas rochas demonstrada nos diagramas acima, lançou-se os dados químicos no diagrama triangular ACF, cujos campos de variação litológica são baseados nos trabalhos de Winkler (1977).

A Figura 39 expressa tal diagrama. Nele pode-se notar que a maioria das amostras ali plotadas projetam-se no campo composicional 3, isto é, o das rochas carbonáticas. Apenas duas amostras situam-se fora deste campo, nas imediações do campo 2, o das carbonáticas impuras ou margas. Desta forma, este diagrama vem a corroborar os diagramas anteriores.

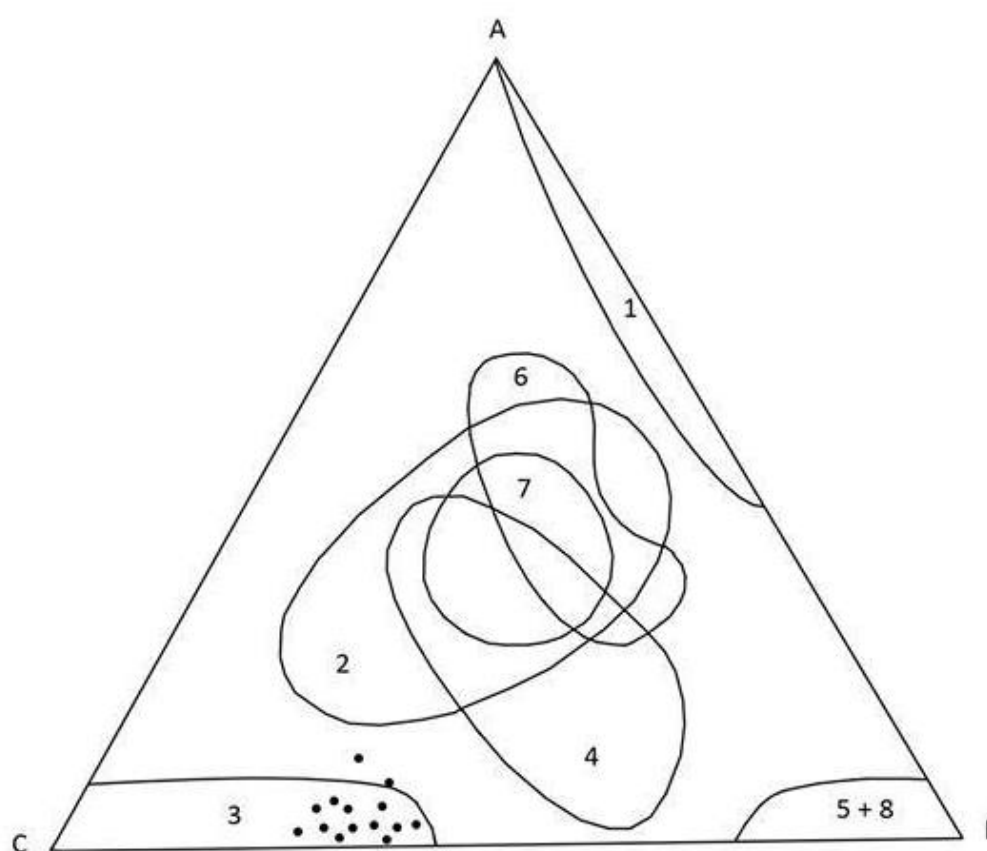


Figura 39. Diagrama ACF apresentando os campos de composição química das rochas ígneas e sedimentares. 1– Pelitos; 2– Margas; 3– Calcários; 4– ígneas básicas; 5– ígneas ultrabásicas; 6– grauvacas; 7– rochas quartzo-feldspáticas; 8– rochas feríferas. Baseado em Winkler (1977).

7.4 Discussões acerca do Metamorfismo

Os estudos mineralógicos e petrográficos das rochas metamórficas da região de Antônio Pereira mostraram as seguintes associações:

- a) Dolomita-calcita-quartzo;
- b) Dolomita-calcita-flogopita;
- c) Dolomita-calcita-flogopita-clorita;
- d) Dolomita-calcita-muscovita;
- e) Dolomita-calcita-muscovita-fengita;
- f) Dolomita-calcita-muscovita-margarita;
- g) Dolomita-calcita-tremolita;
- h) Dolomita-calcita-tremolita-flogopita;
- i) Dolomita-calcita-quartzo-tremolita-talco;
- j) Dolomita-calcita-quartzo-tremolita-talco-flogopita-clorita;
- l) Dolomita-calcita-quartzo-espinélio e
- m) Dolomita-ankerita-quartzo-fengita

Essas associações mineralógicas aliadas aos diagramas geoquímicos (Figuras 37, 38 e 39) proporcionam certas considerações à respeito do metamorfismo que essas rochas foram submetidas.

Segundo certos autores (ESKOLA, 1922; BOWEN, 1940; *in*: WINKLER, 1977), as rochas carbonáticas silicosas, tais como calcários ou dolomitos impuros, margas etc, quando sob os efeitos de temperatura crescente e à determinada pressão de CO₂ respondem a uma sequência de reações. Estes autores deduziram a seguinte sucessão mineralógica, durante o metamorfismo progressivo (fácies xistos verdes à granulito): tremolita, forsterita, diopsídio, wollastonita, periclásio (brucita), monticellita, akermanita, espurrita, mervinita, larnita e outros. A esta sequência, Tilley (1948) (*in*: WINKLER, 1977) adicionou o talco como mineral formado a temperaturas inferiores, incluso junto a tremolita.

Segundo Winkler (1977), as rochas formadas por dolomita, quartzo, calcita (ou magnesita) mantém-se inalteradas durante as condições de metamorfismo de muito baixo grau

(anquimetamorfismo). Já em temperaturas um pouco superiores, coincidentes com o início do grau dos xistos verdes, os minerais começam a reagir. A medida que pressão e temperatura aumentam há lugar para numerosas reações.

Lattanzi *et al.* (1980) e Bucher-Nurminen (1982), ao estudarem respectivamente as rochas carbonáticas de Maryville, Montana (EUA) e Adamello (Itália) submetidas à metamorfismo termodinâmico, utilizaram parâmetros físico-químicos definidos na disposição de certos minerais “índice” correlacionando seus surgimentos com mudanças das condições termoquímicas do meio.

William *et al.* (1954), Turner (1981), Miyashiro (1975) analisaram diversas rochas carbonáticas (com diversos conteúdos de minerais silicáticos) experimentalmente. A análise do metamorfismo revelou que o processo é comandado pela constituição mineralógica inicial da rocha (“natureza do protólito”), temperatura, pressão e composição da fase fluida.

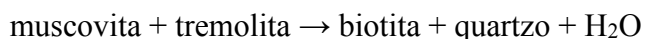
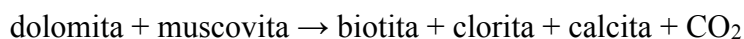
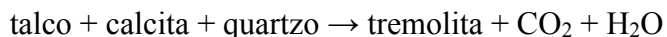
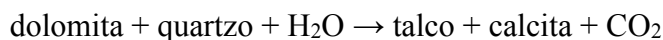
A composição mineralógica da rocha é um fator essencial do metamorfismo. Fixados os demais parâmetros, a paragênese metamórfica altera-se sistematica e ordenadamente de acordo com a variação química do material pré-metamórfico.

As rochas metamórficas de Antônio Pereira comumente exibem dolomita, calcita e quartzo recristalizados. Esses minerais são interpretados como herança pré-metamórfica que permanecem ainda, em maior ou menor quantidade, na assembleia mineralógica destas litologias. O quartzo e estes carbonatos são estáveis em uma ampla faixa de condições de temperatura e pressão (WINKLER, 1997).

Contudo, certos minerais metamórficos também não fornecem indicações precisas sobre o grau metamórfico, caso da flogopita e da clorita magnésiana que, segundo Tommsdorf *et al.* (1969), são estáveis desde condições brandas até enérgicas de metamorfismo.

De acordo com Turner (1981), o aparecimento de fases minerais que permitem melhor compreender as condições do metamorfismo são: talco, tremolita, diopsídio, forsterita, wollastonita e monticellita. Com isto em mente, este autor desenvolveu triângulos petrogenéticos de rochas carbonáticas impuras, onde neles lança-se as diversas fases mineralógicas resultantes do metamorfismo. Com base neste trabalho, a Figura 40 apresenta o diagrama petrogenético ideal das rochas do distrito de Antônio Pereira.

O exame dos metamorfitos do distrito revelou que, durante a fase de deformação progressiva eminentemente dúctil, as reações metamórficas foram as seguintes (as duas últimas reações foram retiradas do trabalho de Endo, 1997):



Além destas reações, julga-se que a gênese da margarita e obedece a seguinte reação:



Essa afirmação corrobora-se ao fato destas rochas possuírem conteúdo de íons Fe abundantes quando da sedimentação química (presença constante de hematita e magnetita); o aparecimento de margarita parece relacionar-se à fases distensivas na rocha (vide Figura 15). Talvez o fornecimento de Al^{3+} para a formação destes minerais tenham sido providos pelos próprios grãos de muscovita que, instáveis, os liberaram para o meio.

Por fim, a associação quartzo + dolomita + tremolita + fengita é típica de um ambiente termo-bárico mínimo de 320°C e 5 Kb, definindo o grau baixo de Winkler (1977), Fácies dos xistos verdes, sub-fácies albita-epidoto de Turner & Verhoogen (1960) ou ainda, Fácies Xisto Verde, zona da clorita, de acordo com Miyashiro (1975). Já a associação descrita por Endo (1997), biotita + clorita + dolomita + quartzo, permite definir um ambiente de pressão mínimo de 6,5 Kb e temperaturas mínimas da ordem 420°C, o que define a Fácies dos xistos verdes, zona da granada de Turner & Verhoogen (1960) ou Fácies Xisto Verde, zona da biotita de Miyashiro (1975).

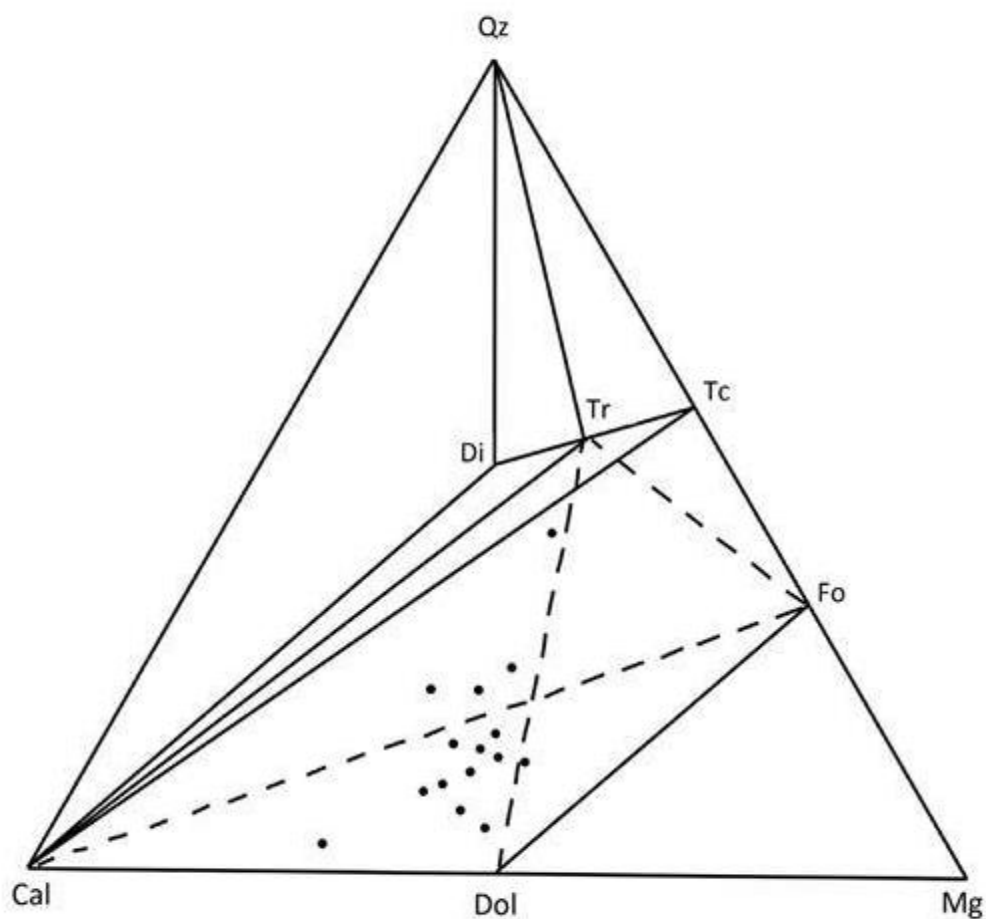


Figura 40. Diagrama petrogenético CaO – MgO – SiO₂ de Turner (1981) das rochas metamórficas do Distrito de Antônio Pereira. Cal: Calcita; Dol: Dolomita; Mg: Magnesita; Fo: Forsterita; Di: Diopsídio; Tr: Tremolita; Tc: Talco; Qz: Quartzo.

8. Conclusões e Recomendações

No presente estudo foram apresentadas, descritas, quantificadas e discutidas as rochas metamórficas aflorantes na região do Distrito de Antônio Pereira, Ouro Preto. O levantamento geológico realizado inclui novos dados petrográficos e químicos ao acervo de informações disponíveis na literatura geológica da região, permitindo um detalhamento maior e melhor entendimento da origem destas litologias. Em relação à gênese e à evolução destas rochas, pode-se concluir os seguintes aspectos principais:

- As rochas metamórficas ora estudadas caracterizam-se, de acordo com os resultados das análises químicas, como *rochas carbonatadas*. Exceção é feita para as bandas silicosas;
- Os dados petrográficos permitem classificá-las em quatro tipos litológicos: i) Mármore dolomíticos, ii) Itabiritos dolomíticos, iii) Metacherts e iv) Filitos/Xistos finos,
- Lançando-se os dados químicos em diagramas de discriminação litológica, verifica-se que essas rochas pertencem à área das rochas sedimentares, especificadamente ao campo das rochas calcárias e dolomíticas. Contudo, nota-se uma certa tendência destas rochas aos campo das rochas margosas,
- As temperaturas mínimas para a formação destas rochas é atestada pela associação quartzo + dolomita + fengita e gira algo em torno de 320°C; segundo Endo (1997), o par biotita + clorita permite calcular uma temperatura próxima aos 420°C,
- A pressão pode ser estimada na casa dos 5,0 a 6,5 Kb,
- A análise do metamorfismo destas rochas pode ser feita tendo por base o diagrama petrogenético CaO – MgO – SiO₂ de Turner (1981). Observa-se neste diagrama a associação paragenética Calcita + Dolomita, Calcita + Dolomita + Tremolita e Calcita + Dolomita + Tremolita + Talco,
- Dados coligidos em trabalhos anteriores (Dorr II, 1969; Endo, 1997) e este presente estudo permitem sugestionar que a natureza pretérita destas rochas é a precipitação química de material carbonático ora mais puro, ora mais ferruginoso associado com sedimentação clástica de finos.

Recomenda-se para estudos futuros na região, uma detalhamento maior das rochas afim de verificar novas associações mineralógicas. Sugestiona-se também um maior número de análises químicas afim de confirmar ou não a tendência margosa destas rochas.

9. Bibliografia

ALMEIDA, A.C.S. (2004). Estudos químico-mineralógicos e microtermométricos do topázio imperial das minas do Vermelho e JJC, Ouro Preto, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 117p.

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. (1998) Guide to the Geology of the Southern Quadrilátero Ferrífero - Mid Conference Field Trip. Ouro Preto: Internat. Conf. on Precambrian and Craton Tectonics, Dept. Geologia, Escola de Minas. (Roteiro de Excursão).

AZAROFF, L.V & BURERGER, M.J. (1958). The powder method in X-ray crystallography. New York, McGraw-Hill Book Company, 342p.

BARBOSA, A. L. M. (1969b). Mapa Geológico da Quadricula de Mariana e Rio das Bandeiras, Minas Gerais. USGS/DNPM. Professional Paper 641-A10. 1:25.000.

BARBOSA, A.L.M. (1983). Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. Ouro Preto, Escola de Minas. 44p. (Conferência Proferida na SBG, Belo Horizonte, 1968).

BUCHER-NURNIMEN, K. (1982) On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rocks by the Adamello intrusion (Northern Italy). *Am. Miner.*, 67: 1101-1117.

CHVÁTAL, M. (2007) Mineralogia para Principiantes: Cristalografia. Ed. Sociedade Brasileira de Geologia. São Paulo. 232p.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. & SIGA, O. Jr. (1980b). Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. In. Semana de estudos geológicos, 21. Ouro Preto, 1980b. Anais Ouro Preto, Siceg. boletim 21, p.27-44.

DERBY, O.A. (1906) The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, 14 (3): 374-401.

DORR II, J. V. N. (1958) Symposium on the stratigraphy of the Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 7 (2): 57-69.

DORR II, J. V. N. (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS/DNPM. Professional Paper 641-A. 110p.

ENDO, I., (1997). Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.

ESCHEWEGE, W.L. 1833. *Pluto Brasiliensis*. Verlag G. Reimer, Berlin, 22p.

FRANCO, A. S. P. & ENDO, I. (2004) Sinclinal Ouro Fino Revisitado, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: uma hipótese sobre a sua origem e evolução. *Revista Brasileira de Geociências*, SÃO PAULO, v. 34, n.02, p. 167-174.

GAIR, J.E. (1962) Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper, 341 A: 1-67.

GANDINI, A.L. (1994) Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio imperial da região de Ouro Preto, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p.

GOMES, C. J. S. 1985. Strukturelle und textuelle untersuchungen im Bação Komplex und seinen rahmengesteine, Eisernes Viereck. Clausthal. 190p. (Tese de Doutorado, Technischen Universität Clausthal).

GRANDCHAMP C.A.P., MONTEIRO S.W.T., MACHADO de C.L.E. 1985. Serra de Antônio Pereira. Trabalho Acadêmico. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 32p.

GUIMARÃES, D. (1931) Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais, Brasil. *Boletim. SGM/DNPM*, (55): 1-36.

HASUI, Y. CARNEIRO, C. D. R.. ; ALMEIDA, F. F. M. ; BARTORELLI, A. (Org.) *Geologia do Brasil*. 1. ed. São Paulo: Editora Beca, 2012. v. 1. 900p .

HAUSMANN, J. Fr. L. e WOHLER, F. (1841): Ueber den Anthosiderit, eine neue Mineral-Species aus Brasilien. *Journal für Praktische Chemie*. 22, 412–415.

HENWOOD, W. I. 1871. Observations on metalliferous deposits. On the gold mines of Minas Gerais in Brazil. *Royal Geological Society. Cornwall Trans.* v.8, pt. 1, p. 168-370.

HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS/DNPM. Professional Paper* 641-B. 57p.

IBGE. Censo Demográfico 2010 – Características Gerais da População Brasileira. Resultados da Amostra. IBGE, 2010. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/>. Público acesso em 01 de março de 2016.

JAMES, H.L. (1954) Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*. v. 49, p. 235-293.

LADEIRA, E. A. 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ontario. 272p. (PhD. thesis, University of Western Ontario, Canadá).

LADEIRA, E. A. 1985. Metalogênese do ouro na Mina de Morro Velho e no distrito de Nova Lima. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Contribuições à geologia e à petrologia. CBMM/BH-SBG/Núcleo MG. p.95-151.

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. (1984) Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Boletim. Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Minas Gerais, (4): 1-18.

LATTANZI, P.; RYE, D.M.; RICE, J.M. (1980) Behavior of C and O in carbonates during contact metamorphism at Marysville, Montana: implications for isotope systematic in impure dolomitic limestones. American Journal of Science, 280: 890-906.

MARSHAK, S.; TINKHM, D.; ALKMIM, F.F.; BRUECKNER, H. & BORNSHORST, T. (1997) Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse - core complex, diapirs, or neither?: Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogen. Geology, 25 (5): 145-418.

MAXWELL, C.H. (1958) The Batatal Formation. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 7 (2): 60-61.

MORAIS REGO, L. F. (1923) As jazidas de ferro do centro de Minas Gerais. Belo Horizonte: Imprensa Oficial, MG.

MURRELL, S.A. F. 1977. Natural faulting and the mechanics of brittle shear failure. Jour. Geol. Soc. Lond., 133:175-189.

NALINI, H. A. Jr. 1993. Análise estrutural descritiva e cinemática do flanco sul e terminação periclinal do Anticlinal de Mariana e adjacências, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil. Belo Horizonte. 132p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais).

NATALI, P.P. & VIEIRA V. 1995. Mapeamento lito-estrutural e geologia econômica da região de Antônio Pereira, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Trabalho Acadêmico, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Minas Gerais. 82p.

NOCE, C. M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo. 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

O'ROURKE, J.E. (1957) The stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Wisconsin, 106. (PhD. Thesis. University of Wisconsin, USA).

POMERENE, J.B. (1958) The Cercadinho Formation. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 7 (2): 64-65.

RENGER, F. E.; NOCE, C. M.; ROMANO, A. W. & MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2(1): 1-11.

RIBEIRO-KWITKO, R. & OLIVEIRA, C.G. de. (2004). O depósito aurífero de Antônio Pereira, Quadrilátero Ferrífero: condições P-T e natureza dos fluidos mineralizadores. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(1):117-126.

ROJAS, A. J. 2008. Estudos químico-mineralógicos e microtermométricos do topázio imperial da Região de Antonio Pereira. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto Ouro Preto, Minas Gerais . 111p.

SCHORSCHER, H. D. (1978). Komatiitos na estrutura greenstone belt da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. Anais Recife, SBG. 1,p.292-293.

SCHORSCHER, H. D. (1992). Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço meridional e domínios granito-gnáissicos adjacenes. São Paulo. 394p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

SCLIAR, C. (1992) Geologia da Serra da Piedade. In: Regina Horta Duarte. (Org.). Serra da Piedade. Belo Horizonte: Cemig - Editra grafica Formato, p. 77-97.

TROMMSDORF,V; SCHWANDER, H. (1969) Brucitmarmore in der Bergelleralpen: Schweizer. Min. Pet. Mitt., 49: 333-340.

UHLEIN, A.; NOCE, C. M. (2012) Quadrilátero Ferrífero. Capítulo 11b.. In: Celso Dal Re Carneiro; Yocitero Hasui; Adrea Bartorelli.. (Org.). Geologia do Brasil. 1aed.São Paulo: Beca. v. 1, p. 228-235.

VILLAÇA, J.N. (1981) Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. In: Simpósio de geologia de Minas Gerais, 1 Belo Horizonte. 1981. Boletim. Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Minas Gerais, (2): 93-137.

WAHLSTROM, E.E. & KIM, O.J. (1959) Precambrian rocks of the Hall Valley Area, Front Range, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70: 1217-1244.

WINKLER, H.G.F (1977) Petrogênese das Rochas Metamórficas. Ed. Edgard Blucher Ltda. São Paulo. 346p.

WHEELER, J. & BUTLER, R. W. H. (1994). Criteria for identifying structures related to true crustal extension in orogenesis. *Jour. Struct. Geol.*, 16(7): 1023-1027.