



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DAS UNIDADES
PORTADORAS DE OURO E URÂNIO DA FORMAÇÃO MOEDA NA
REGIÃO DA SERRA DE OURO FINO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Rafael da Silva Madureira

MONOGRAFIA nº 232

Ouro Preto, Maio de 2017

**PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA
DAS UNIDADES PORTADORAS DE OURO E URÂNIO
DA FORMAÇÃO MOEDA NA REGIÃO DA SERRA DE
OURO FINO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor(a)

Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor(a) de Graduação

Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

Vice-Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Luís Antônio Rosa Seixas

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Nº 232

PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DAS UNIDADES PORTADORAS DE OURO E URÂNIO DA FORMAÇÃO MOEDA NA REGIÃO DA SERRA DE OURO FINO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Rafael da Silva Madureira

Orientadora

Gláucia Nascimento Queiroga

Coorientadora

Ana Ramalho Alkmim

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de conclusão de Curso – TCC 402, ano 2017.

OURO PRETO

2017

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>

Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>

Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>

Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita

35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais

Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistema eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

CRÉDITOS DE AUTORIA

- 1- INTRODUÇÃO: Rafael da Silva Madureira
2- GEOLOGIA REGIONAL: Rafael da Silva Madureira
3- REVISÃO DO CONHECIMENTO SOBRE
MINERALIZAÇÕES DE OURO E URÂNIO EM
METACONGLOMERADOS: Rafael da Silva Madureira
4- CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS
ROCHAS DA FORMAÇÃO MOEDA NA REGIÃO
DA SERRA DE OURO FINO: Rafael da Silva Madureira
5- QUÍMICA MINERAL: Rafael da Silva Madureira
6- DISCUSSÃO E CONCLUSÕES: Rafael da Silva Madureira

Revisão geral: Gláucia Nascimento Queiroga e Ana Ramalho Alkmim

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M183p

Madureira, Rafael da Silva

Petrografia e caracterização mineralógica das unidades portadoras de ouro e urânio da Formação Moeda na região serra de Ouro Fino, Quadrilátero Ferrífero, MG [manuscrito] / Rafael da Silva Madureira. - 2017.

119p.: il.: color; tabs; mapas.

Orientadora: Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga.

Coorientadora: Msc. Ana Ramalho Alkmim.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.

1. Petrografia. 2. Sinclinal Gandarela (MG). 3. Sinclina Ouro Fino (MG).
I. Queiroga, Gláucia Nascimento. II. Alkmim, Ana Ramalho. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 552.22

Catálogo: ficha@sisbin.ufop.br

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

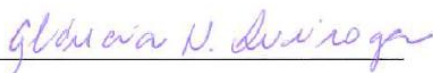
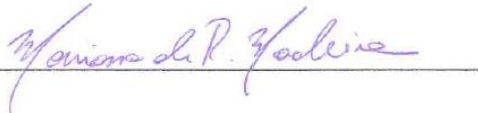
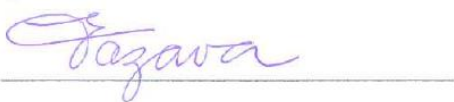
TÍTULO: Petrografia e Caracterização Mineralógica das Unidades Portadoras de Ouro e Urânio da Formação Moeda na Região da Serra de Ouro Fino, Quadrilátero Ferrífero, MG

AUTOR: RAFAEL DA SILVA MADUREIRA

ORIENTADORA: Profa. Glaucia Queiroga Nascimento

Aprovada em: 17 de maio de 2017

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Glaucia Queiroga Nascimento		DEGEO/UFOP
Mariana Madeira		DEGEO/UFOP
Prof. Edison Tazava		DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 17/05/2017

Serenidade e honestidade...

Com ambas nas mãos, é possível caminhar, voando, em um mundo sem chão.

Rafael da Silva Madureira.

AGRADECIMENTOS

Agradeço às orientadoras deste trabalho, Gláucia Queiroga e Ana Alkmim pelo grande apoio, confiança e conhecimentos transmitidos, o que possibilitou a execução deste trabalho. Um grande agradecimento ao professor Edison Tazava por emprestar, para estudo, algumas das lâminas polidas de seu próprio acervo didático. Sou muito grato pelo ensinamento de qualidade e toda a infraestrutura do Departamento de Geologia-EM-UFOP, sem os quais este trabalho não seria possível. Ao Laboratório de Laminação, agradeço pela confecção das lâminas delgadas. Ao Laboratório de Microscopia Ótica, agradeço pelo uso das ferramentas necessárias para o estudo de seções delgadas. Por fim, agradeço ao Laboratório de Microanálises do DEGEO-EM-UFOP, integrante da RMic, Rede de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais – FAPEMIG, pela geração dos dados químicos e imagens em microscópio eletrônico de varredura.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	XI
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XVII
ÍNDICE DE TABELAS	XXIII
RESUMO	XXV
ABSTRACT	XXVII
1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – APRESENTAÇÃO	1
1.2 – JUSTIFICATIVA DA NATUREZA DO PROBLEMA	1
1.3 – OBJETIVOS	3
1.4 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	3
1.5 – METODOLOGIA.....	5
1.5.1 – Revisão Bibliográfica.....	5
1.5.2 – Trabalho de Campo	5
1.5.3 – Descrição microscópica de lâminas polidas.....	5
1.5.4 – Microscopia Eletrônica de Varredura - EDS.....	7
1.6 – ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	8
1.6.1 – Morfologia.....	8
1.6.2 – Hidrografia	9
1.6.3 – Clima	10
1.6.4 – Vegetação.....	10
1.7 – ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO	11
2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	13
2.1 – INTRODUÇÃO.....	13
2.2 – ESTRATIGRAFIA REGIONAL	14
2.2.1 – Embasamento cristalino	15
2.2.2 – Supergrupo Rio das Velhas	15
2.2.3 – Supergrupo Minas	15
2.2.4 – Grupo Itacolomi	16
2.2.5 – Intrusões ígneas pós-Supergrupo Minas.....	17
2.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	17
2.3.1 – Sinclinais Gandarela e Ouro Fino na serra de Ouro Fino e sua evolução estrutural	20
2.4 – FORMAÇÃO MOEDA.....	22
2.4.1 – Ambiente de sedimentação da Formação Moeda.....	25
2.4.2 – Mineralizações	27

3 - REVISÃO DO CONHECIMENTO SOBRE MINERALIZAÇÕES DE OURO E URÂNIO EM METAGONCLOMERADOS	29
3.1 – DEFINIÇÕES.....	29
3.2 – DISTRIBUIÇÃO MUNDIAL	30
3.2.1 – Depósito de Witwatersrand	31
3.2.2 – Depósito de Black Reef	38
3.2.3 – Depósito de Jacobina	42
3.2.4 – Depósito de Elliot Lake	48
4 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO MOEDA NA REGIÃO DA SERRA DE OURO FINO.....	53
4.1 – FORMAÇÃO MOEDA NA EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL GANDARELA.....	54
4.1.1 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P1	56
4.1.2 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P2	56
4.1.3 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P3	57
4.1.4 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P4	59
4.1.5 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P5	60
4.1.6 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P6	61
4.1.7 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P7	62
4.1.8 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P8	63
4.1.9 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P9	65
4.2 – FORMAÇÃO MOEDA NA MINA DE OURO FINO	65
4.2.1 – Caracterização das piritas do grupo 1 – Mina de Ouro Fino	68
4.2.2 – Caracterização das piritas do grupo 2 – Mina de Ouro Fino	68
4.2.3 – Caracterização das piritas do grupo 3 – Mina de Ouro Fino	69
4.2.4 – Caracterização das piritas do grupo 4 – Mina de Ouro Fino	70
4.3 – FORMAÇÃO MOEDA NA MINA DE PALMITAL	71
4.3.1 – Caracterização das piritas do grupo 2 – Mina de Palmital	75
4.3.2 – Caracterização das piritas do grupo 3 – Mina de Palmital	76
5 - QUÍMICA MINERAL.....	77
5.1 – FORMAÇÃO MOEDA NA PORÇÃO SUL DO SINCLINAL GANDARELA.....	77
5.1.1 – Resultados da lâmina Gan 3	77
5.1.2 – Resultados da lâmina Gan 6	81
5.1.3 – Resultados da lâmina Gan 7	83
5.2 – GRUPOS DE PIRITA DA FORMAÇÃO MOEDA NAS MINAS AURÍFERAS DE OURO FINO E PALMITAL E MINERALIZAÇÕES NA MATRIZ	84
5.2.1 – Caracterização das piritas do grupo 1	85
5.2.2 – Caracterização das piritas do grupo 2	88

5.2.3	– Caracterização das piritas do grupo 3.....	96
5.2.4	– Caracterização das piritas do grupo 4.....	98
5.2.5	– Especificidades adicionais.....	100
6	– DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	105
	REFERÊNCIAS	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso em direção a região da serra de Ouro Fino, partindo de Ouro Preto e de Belo Horizonte, Minas Gerais. (Fonte: Imagem do Arcgis basemap retrabalhada no software Arcgis 10.2).	4
Figura 2. Imagem de satélite da serra de Ouro Fino com perfil topográfico que ilustra a diferença altimétrica da porção sudeste da área de estudo (Fonte: Imagens do Google Earth retrabalhadas).	9
Figura 3. Mapa geológico simplificado da porção sudeste do Cráton São Francisco evidenciado a localização da Serra de Ouro Fino (modificado de Alkmim <i>et al.</i> 2012).	13
Figura 4. Coluna estratigráfica esquemática do Quadrilátero Ferrífero com destaque para a Formação Moeda (modificado de Alkmim & Marshak 1998).	14
Figura 5. Mapa Hipsométrico do Quadrilátero Ferrífero evidenciando as principais feições estruturais. A- Homoclinal Serra do Curral, B – Complexo Bonfim, C – Sinclinal Moeda, D – Sinclinal Gandarela, E – Anticlinal Conceição, F – Sinclinal Ouro Fino, G – Complexo Bação, H – Anticlinal de Mariana, I – Sinclinal Dom Bosco (modificado de Leite <i>et al.</i> 2008 com base nos trabalhos de Dorr II 1969, Alkmim & Marshak 1998, Pires 2005).	18
Figura 6. Mapa geológico simplificado do Sinclinal Ouro Fino e porção sul do Sinclinal Gandarela (modificado de Pires 2005).	21
Figura 7. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Moeda subdividida nas três unidades litoestratigráficas de Villaça & Moura (1985) (modificado de Pires 2005).	23
Figura 8. Coluna estratigráfica esquemática do depósito de Witwatersrand, contendo a unidade com maiores teores de Au e U, Ventersdorp Contact Reef (VCR) (modificado de Philips & Powell, 2015).	32
Figura 9. Seção transversal esquemática das fácies constituintes da Formação Black Reef, que cortam as rochas do topo do Supergrupo Witwatersrand na sub-bacia East Rand (modificado de Fuchs <i>et al.</i> 2016).	40
Figura 10. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Serra do Córrego, Grupo Jacobina, evidenciando as quatro zonas litoestratigráficas e as posições dos principais depósitos de Au e U associados (modificado de Scarpelli 1991).	45
Figura 11. Coluna estratigráfica esquemática do Supergrupo Huronian, evidenciando a unidade litoestratigráfica mineralizada em urânio do Grupo Elliot Lake (modificado de Young <i>et al.</i> 2001).	49

Figura 12. Mapa geológico da serra de Ouro Fino com destaque para as áreas estudadas, extremidade sul do Sinclinal Gandarela (retângulo vermelho), mina de Ouro Fino (retângulo roxo) e mina de Palmital (retângulo laranja) (modificado de Pires 2005).	53
Figura 13. Mapa geológico da bota do Sinclinal Gandarela e imagem de satélite destacando o perfil levantado e os pontos estudados nesta área (mapa geológico modificado de Pires 2005).....	54
Figura 14. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Moeda na extremidade sul do Sinclinal Gandarela.	55
Figura 15. Metarenito com nível micro(meta)conglomerático separado pela linha vermelha do ponto P1.	56
Figura 16. Intercalações de níveis de metarenito com metaconglomerado suportado pelos clastos (destacado em vermelho) do ponto P2.	57
Figura 17. Metaconglomerado suportado pelos clastos do ponto P3.	58
Figura 18. (Esquerda) coloração avermelhada da rocha ao redor de clastos de quartzo fumê devido a presença de óxido de ferro (ponto P3). (Direita) clastos de quartzo fumê do ponto P3.	58
Figura 19. Porção do metarenito rica em sericita com destaque para cristais de cianita em estrutura decussada (ponto P4).	59
Figura 20. Pares de fraturas conjugadas preenchidas por fluido silicoso (ponto P4).	60
Figura 21. Metarenito esbranquiçado mal selecionado do ponto P5.	60
Figura 22. Níveis de metarenito fino rico em mica branca com foliação bem evidenciada (ponto P5).	61
Figura 23. Metarenito mal selecionado de coloração avermelhada com lente micro (meta) conglomerático no topo, separado pela linha vermelha (ponto P6).	62
Figura 24. Metarenito com destaque para os grânulos de quartzo fumê (ponto P7).	63
Figura 25. Nível metapelítico e nível com concentração de grânulos de quartzo fumê destacados e separados pela linha vermelha (ponto P8).	64
Figura 26. Estratificação cruzada acanalada no metarenito quartzo-sericítico do ponto P8.	64
Figura 27. Metaconglomerado suportado pela matriz com destaque para clastos de quartzo do ponto P9.	65
Figura 28. Mapa geológico com destaque, em imagem de satélite, da mina de Ouro Fino (mapa geológico modificado de Pires 2005).	66

Figura 29. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica do grupo 1. a) grãos muito porosos de aspecto “sujo”; b) grão com microestrutura esqueliforme; c) grão muito poroso com fratura preenchida por material sulfetado secundário.	68
Figura 30. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica a subédrica do grupo 2. a) grãos muito angulosos de esfericidade baixa; b) grão subédrico; c) grão subarredondado e esfericidade alta.	69
Figura 31. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédricos do grupo 3. a) grão de pirita em feição triangular; b) grão de pirita em feição quadrada; c) grão de pirita fraturado truncando a foliação.....	70
Figura 32. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédricos do grupo 4. a) grão de pirita em feição triangular e quadrada com porosidade na parte central; b) grão de pirita em feição quadrada com porosidade na parte central.....	70
Figura 33. Mapa geológico com destaque, em imagem de satélite, da localização da mina de Palmital (mapa geológico modificado de Pires 2005).	71
Figura 34. Imagens de amostra de metaconglomerados da mina de Palmital evidenciando clastos de quartzo.	72
Figura 35. Metaconglomerados da mina de Palmital com destaque para os clastos de pirita.....	72
Figura 36. Fotomicrografia da lâmina 18 sob luz transmitida e nicóis cruzados, evidenciando o acamamento sedimentar preservado.	73
Figura 37. A) Coloração amarelo avermelhado em algumas porções do metaconglomerado piritoso. B) Buracos de dissolução de sulfetos.	74
Figura 38. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica do grupo 2. a) grão arredondado de esfericidade alta com foliação contornando o grão; b) grãos subarredondados com esfericidade baixa; c) grãos angulosos com esfericidade moderada.....	75
Figura 39. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédrica do grupo 3 da mina de Palmital. a) grãos euédricos com feição quadrada; b) destaque para grão com feição quadrada; c) grãos de pirita euédrico em feições triangulares.....	76
Figura 40. Imagem da lâmina estudada com destaque para os campos analisados (lâmina Gan 3).....	77
Figura 41. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização dos pontos analisados. Em marrom, rutilo; em vermelho, pirofilita; em rosa, mica branca e em amarelo, quartzo (campo 1 ; lâmina Gan 3).	78

Figura 42. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização dos pontos analisados. Em azul, cianita; em amarelo, quartzo; em rosa, mica branca e em vermelho, pirofilita (campo 2 ; lâmina Gan 3).	79
Figura 43. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos pontos analisados. Em verde, monazita; em amarelo, quartzo e em laranja, zircão (campo 3 ; lâmina Gan 3).	79
Figura 44. Imagem da lâmina Gan 6 com destaque para o campo estudado.	81
Figura 45. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização das análises químicas realizadas. Em marrom, rutilo; em rosa, mica branca e em amarelo, quartzo (campo 1 ; lâmina Gan 6).	82
Figura 46. Imagem da lâmina estudada, Gan 7, com destaque para o campo analisado.	83
Figura 47. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos dois pontos analisados. Em verde, monazita e em amarelo, quartzo (campo 1 ; lâmina Gan 7).	84
Figura 48. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos pontos analisados. Em azul claro, galena; em verde, monazita e em amarelo com vermelho, pirita (campo 1).	86
Figura 49. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em verde, monazita; em amarelo com vermelho, pirita; em amarelo, quartzo e em rosa, mica branca (campo 2).	86
Figura 50. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em laranja com vermelho, inclusões de ouro em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).	89
Figura 51. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em laranja com vermelho, inclusões de ouro em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).	90
Figura 52. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em azul claro, galena inclusa em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).	91
Figura 53. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em vermelho escuro, calcopirita inclusa em grãos de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho).	92
Figura 54. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Em verde, grãos de monazita inclusos em pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho). B) Em marrom, inclusão de rutilo, com quartzo no centro (amarelo), em grão de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho).	93

- Figura 55.** Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Minerais presentes na cauda de alívio de pressão de grão de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho); em rosa, mica branca e em roxo, clorita. B) Grão de pirita do grupo 2 com destaque para porções com concentrações de Mo em feições quadradas. 95
- Figura 56.** Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em amarelo com vermelho, pirita e em verde claro, mineral secundário de urânio (campo 1). 96
- Figura 57.** Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em amarelo com vermelho, pirita; e em amarelo, quartzo; em verde, monazita e em roxo, clorita (**campo 2**). 97
- Figura 58.** Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em rosa, mica branca; em amarelo, quartzo; em amarelo com vermelho, pirita e em roxo, clorita (**campo 1**). 99
- Figura 59.** Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em marrom, rutilo; em amarelo, quartzo; em amarelo com vermelho, pirita e em rosa, mica branca (**campo 2**). 99
- Figura 60.** Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Grãos de monazita (verde) e rutilo (marrom) em meio a matriz foliada. B) Inclusões de monazita (verde) em grão de mica branca (rosa). C) Inclusão de mica branca (rosa) em grão de quartzo (amarelo). D) Halo de monazita (verde) em grão de zircão (laranja). 102
- Figura 61.** Correlação das colunas estratigráficas esquemáticas da Formação Moeda da região do Sinclinal Gandarela. Esquerda – coluna estratigráfica de Villaça & Moura (1985) (modificada de Pires, 2005). Direita – coluna estratigráfica construída neste TCC. 107

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Resumo das amostras coletadas e análises realizadas no âmbito deste trabalho.	6
Tabela 2. Relação de minerais analisados por química mineral semiquantitativa e suas respectivas cores de identificação em imagem de elétrons retro-espalhados.	7
Tabela 3. Principais características das mineralizações de Au e U dos depósitos do tipo <i>quartz-pebble-conglomerate</i> , Witwatersrand, Black Reef, Jacobina e Elliot Lake (Bennet <i>et al.</i> 1991, Kositsin & Krapez 2004, Ono & Fayek 2011, Depiné <i>et al.</i> 2012, Agangi <i>et al.</i> 2015, Teles <i>et al.</i> 2015, Fuchs <i>et al.</i> 2016).....	30
Tabela 4. Grupos de pirita das amostras da mina de Ouro Fino e suas especificações gerais.	67
Tabela 5. Grupos de pirita das amostras da mina de Palmital e suas especificações gerais.....	75
Tabela 6. Resultados de análises químicas em cristais de rutilo, pirofilita e mica branca presentes no metaconglomerado do ponto P3 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.	80
Tabela 7. Resultados de análises químicas em cristais de cianita, monazita e zircão presentes no metaconglomerado do ponto P3 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.	81
Tabela 8. Resultados de análises químicas em cristais de rutilo, mica branca e quartzo no metaconglomerado do ponto P6 na extremidade sul do Sinclinal Gandarela.....	83
Tabela 9. Resultados de análises de química mineral em cristais de monazita inclusa em quartzo presentes no metarenito do ponto P7 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.....	84
Tabela 10. Tabela resumo das características dos 4 grupos de pirita com dados de composição química dos grãos e das inclusões presentes.	85
Tabela 11. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 1, inclusões e minerais ao redor.	88
Tabela 12. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de ouro.	90
Tabela 13. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de galena.	91
Tabela 14. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de calcopirita.	92
Tabela 15. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 2 com inclusões de monazita e rutilo com quartzo no centro.	94

Tabela 16. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 2 com cauda de alívio de pressão e concentrações de Mo em feições quadradas.....	95
Tabela 17. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 3, inclusões e minerais adjacentes.	98
Tabela 18. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 4 e minerais ao redor.	100
Tabela 19. Resultados das análises de química mineral nos campos adicionais.	103
Tabela 20. Grupos de pirita das amostras da mina de Ouro Fino e Palmital com suas especificações físicas e químicas gerais.....	108

RESUMO

O presente trabalho propõe a caracterização petrográfica e mineral, via Microscopia Eletrônica de Varredura, das rochas metassedimentares mineralizadas em ouro e urânio da Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino, Minas Gerais. Geologicamente, a área está situada na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, englobando a extremidade sul do Sinclinal Gandarela e o Sinclinal Ouro Fino. As amostras estudadas incluem metarenitos e metaconglomerados encontrados na porção sul do Sinclinal Gandarela, além de metaconglomerados retirados das minas auríferas de Ouro Fino e Palmital, situadas, respectivamente, nos sinclinais Ouro Fino e Gandarela. À luz do conhecimento atual, a Formação Moeda é subdividida em três unidades, sendo que a porção basal, constituída por metaconglomerados piritosos, concentra as mineralizações de ouro e urânio, classificadas como do tipo *quartz-pebble conglomerate* modificado, também conhecidas como paleoplacer modificado. As rochas metareníticas e metaconglomeráticas da extremidade sul do Sinclinal Gandarela, local onde foi levantado um perfil estratigráfico esquemático, não exibem concentrações econômicas de Au e U. A partir de comparações com dados bibliográficos, essas rochas se correlacionam com as unidades intermediária e de topo da Formação Moeda (unidades II e III). Estudos petrográficos detalhados revelaram que a mineralização aurífera em metaconglomerados das minas de Ouro Fino e Palmital encontra-se associada aos grãos de pirita. Esses grãos foram classificados, morfolologicamente, em quatro grupos distintos: grupo 1) grãos detríticos, anédricos, com porosidade elevada; grupo 2) grãos detríticos, anédricos, com porosidade moderada e dimensões menores do que o grupo 1; grupo 3) grãos epigenéticos, euédricos, com ausência parcial ou total de poros e, grupo 4) grãos epigenéticos, euédricos, com possível porosidade interna. Esta diferenciação foi corroborada a partir da análise química mineral de detalhe, identificando que a mineralização de Au se encontra como inclusões em grãos de pirita do grupo 2 e a mineralização de U se associa à brannerita (mineral secundário de U) inclusa em grãos de pirita do grupo 3. Por fim, comparações do depósito aurífero da Formação Moeda com depósitos do tipo *paleoplacer* modificado conhecidos mundialmente (Witwatersrand, Black Reef, Jacobina e Elliot Lake) apresentaram semelhanças suficientes para classificar o depósito estudado como do tipo *quartz-pebble conglomerate* modificado, concordando assim, com a bibliografia.

Palavras-chave: Formação Moeda, sinclinais Gandarela e Ouro Fino, unidade basal, rochas metaconglomeráticas, quartz-pebble conglomerate, paleoplacer, ouro, urânio, pirita.

ABSTRACT

This research proposes the petrographic and mineral characterization, by Scanning Electron Microscopy, of metasedimentary rocks mineralized in gold and uranium of the Moeda Formation in the region of the Ouro Fino mountain range, Minas Gerais. Geologically, the area is situated in the eastern portion of the Quadrilátero Ferrífero, encompassing the southern border of the Gandarela Syncline and the Ouro Fino Syncline. The studied samples include metarenites and metaconglomerates found in the southern portion of Gandarela Syncline, in addition to metaconglomerates taken from the Ouro Fino and Palmital auriferous mines, located respectively in the Ouro Fino and Gandarela synclines. Based on the current knowledge, the Moeda Formation is subdivided into three units, the basal portion, composed of pyrite metaconglomerates, concentrates the mineralizations of gold and uranium, classified as modified quartz-pebble conglomerate type, also known as modified paleoplacer. The metarenite and metaconglomerate rocks from the southern border of the Gandarela Syncline, where a schematic stratigraphic profile was constructed, do not exhibit economic concentrations of Au and U. From comparisons with bibliographical data, these rocks correlate with the intermediate and top units of the Moeda Formation (units II and III). Detailed petrographic studies revealed that a gold mineralization in metaconglomerates of the Ouro Fino and Palmital mines was associated with the pyrite grains. These grains were morphologically classified into four distinct groups: **group 1)** detrital grains, anhedral, with high porosity; **group 2)** detrital grains, anhedral, with moderate porosity and smaller dimensions than the group 1; **group 3)** epigenetic grains, euhedral, with partial or total absence of pores and, **group 4)** epigenetic grains, euhedral, with possible internal porosity. This differentiation was corroborated from the detailed mineral analysis, identifying that the mineralization of Au is found as inclusions in group 2 pyrite grains and the mineralization of U is associated to brannerite (secondary mineral of U) included in pyrite grains of group 3. Finally, comparisons of the Moeda Formation gold deposit with globally known modified paleoplacer deposits (Witwatersrand, Black Reef, Jacobina and Elliot Lake) showed sufficient similarities to classify the studied deposit as modified quartz-pebble conglomerate type, thus agreeing with the bibliography.

Key-words: Moeda Formation, synclines Gandarela and Ouro Fino, basal unit, metaconglomeratic rocks, gold, uranium, pyrite.

1.1 – APRESENTAÇÃO

Este trabalho sintetiza as informações referentes ao desenvolvimento do Trabalho de Conclusão de Curso II (TCC 402), disciplina obrigatória da grade curricular do curso de Engenharia Geológica da Escola de Minas (UFOP), produzido ao longo do ano letivo de 2016, sob orientação da Prof^a. Dr^a. Gláucia Nascimento Queiroga e coorientação da Msc. e doutoranda, Ana Ramalho Alkmim.

Este projeto apresenta os resultados de análises petrográfica e de caracterização mineral, por meio de microanálises semiquantitativas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV/EDS), de amostras de rochas provenientes de unidades da Formação Moeda situadas na região da serra de Ouro Fino, NE do Quadrilátero Ferrífero (QF) (Dorr II 1969).

Apoio de campo e laboratorial se devem ao DEGEO/EM/UFOP, incluindo a confecção de lâminas delgadas, e a obtenção das análises de química mineral e imagens de elétrons retro-espalhados junto ao Laboratório de Microanálises do DEGEO/EM – Laboratório integrante da RMic, Rede de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais – FAPEMIG.

1.2 – JUSTIFICATIVA DA NATUREZA DO PROBLEMA

Os metarenitos e metaconglomerados que constituem a Formação Moeda, base do Grupo Caraça, Supergrupo Minas, apresentam depósitos auríferos conhecidos há muito tempo pelo seu potencial econômico (Pires 2005). Segundo Wallace (1958) a seção tipo da Formação Moeda, estudada na serra da Moeda, foi subdividida em três unidades, onde as unidades superior e inferior são de quartzitos e a unidade intermediária é dominada por filitos. Lentes conglomeráticas também se fazem presentes em intervalos irregulares na unidade basal (Wallace 1958). No entanto, segundo trabalho de Renger *et al.* (1988) onde a Formação Moeda está descrita na serra de Ouro Fino, área de estudo deste TCC, esta formação constitui-se de três unidades litoestratigráficas, sendo que foram observadas mineralizações de ouro e urânio associados a metaconglomerados. É entendido que as porções metaconglomeráticas estão relacionadas aos ciclos de sedimentação de granulometria grossa, condições de deposição paleoambientais favoráveis a acumulação de minerais pesados como o ouro (Renger *et al.* 1988). Os maiores teores da mineralização aurífera apresentam-se associados a grãos de pirita

detríticos, presentes predominantemente, nessas porções metaconglomeráticas concentradas na base da Formação Moeda. Registros indicam que essas rochas foram lavradas descontinuamente desde o período colonial (Renger *et al.* 1988). Minter *et al.* (1990) descreveram essa mineralização como sendo do tipo *placer*, onde foram identificados minerais sulfetados como pirita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita e covelita, além de grãos de ouro inclusos em piritas porosas e grãos de ouro isolados em meio a matriz dos metaconglomerados basais.

Em contrapartida, tiveram início em 1970, os primeiros trabalhos de pesquisa para urânio contidos nas rochas metassedimentares da Formação Moeda. Neste período, um programa de reconhecimento preliminar para urânio no Quadrilátero Ferrífero, chefiada por Villaça, possibilitou a descoberta de uma amostra radioativa de metaconglomerado piritoso pertencente à Formação Moeda (Villaça & Moura 1985). Um sistemático levantamento radiogeológico foi então efetuado em toda a área do Quadrilátero Ferrífero, tendo como resultado, descobertas de anomalias radioativas concentradas, a princípio, nas unidades metaconglomeráticas da Formação Moeda (Villaça & Moura 1985). Fato este, impulsionou as pesquisas de mapeamento geológico de detalhe, sondagens e estudos sedimentológicos desenvolvidos pela NUCLEOBRÁS, para a prospecção de urânio na região (Villaça & Moura 1985). Métodos comparativos para a prospecção analisaram a similaridade entre os litotipos da Formação Moeda com as rochas de Witwatersand, África do Sul, depósito mundialmente conhecido de ouro e urânio em rochas metassedimentares (Villaça & Moura 1985).

Da leitura desses estudos conclui-se que os depósitos de ouro e urânio associados as rochas metassedimentares na Formação Moeda ainda demandam uma investigação minerográfica e petrográfica mais detalhada. É neste contexto que se insere este projeto de TCC, onde foram realizadas a caracterização mineral e petrográfica das amostras de metaconglomerados da Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino. Tal estudo incluiu o levantamento de um perfil estratigráfico, além de análises por meio de microscopia óptica e de química mineral das amostras provenientes da serra de Ouro Fino. Tais análises tiveram o intuito de caracterização petrográfica com ênfase na descrição dos tipos de pirita e sua associação com ouro e, possivelmente, identificação de minerais de urânio. Além disso, dará um suporte à pesquisa em desenvolvimento da doutoranda Ana Ramalho Alkmim, intitulada “*Constituição, origem e significado paleoambiental dos depósitos de ouro e urânio da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG*”.

1.3 – OBJETIVOS

O objetivo geral deste Trabalho de Conclusão de Curso é realizar a caracterização mineral e petrográfica detalhada das rochas metassedimentares pertencentes à Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino, a fim de comparar os dados obtidos com descrições dessa mesma formação e descrições de depósitos mundiais de ouro e urânio encontradas em bibliografias anteriores. De forma mais específica, este objetivo é dividido nos seguintes subitens:

- Execução do levantamento de um perfil estratigráfico geral das rochas pertencentes à Formação Moeda na extremidade sul do Sinclinal Gandarela, serra de Ouro Fino, incluindo a descrição macroscópica detalhada e coleta de amostras para análises laboratoriais;
- Caracterização macro e microscópica das amostras de rochas metassedimentares coletadas ao longo do perfil levantado, e das amostras do nível metaconglomerático das minas auríferas de Ouro Fino e Palmital. A caracterização visa a identificação da mineralogia com ênfase na descrição de sulfetos, ouro e possível identificação de uraninita e minerais secundários de urânio e;
- Realização de análises de química mineral em lâminas delgadas polidas confeccionadas a partir de amostras provenientes do perfil levantado e das minas de Ouro Fino e Palmital.

1.4 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo, porção que engloba a extremidade sul do Sinclinal Gandarela, conhecido como “bota”, e o Sinclinal Ouro Fino, compreendido na serra de Ouro Fino, situa-se nas proximidades da BR-356, entre as cidades de Belo Horizonte e Ouro Preto (Figura 1). A área é limitada pelas coordenadas UTM 639000mE/7775000mS e 645000mE/7775000mS ao norte e 639000mE/7765000mS e 645000mE/7765000mS ao sul. A serra de Ouro Fino está inserida nas dependências do Parque Nacional da Serra do Gandarela, ocupando a porção sul do mesmo. Existem dois acessos principais a esta área, sendo um deles, a partir de Ouro Preto e o outro, a partir de Belo Horizonte (Figura 1).

O acesso à serra de Ouro Fino, a partir de Ouro Preto (Figura 1, trajeto vermelho), se dá inicialmente seguindo pela BR-356 em sentido a Belo Horizonte. Após passar pelo distrito de Amarantina (MG), segue-se a nordeste na bifurcação que dá acesso a uma estrada secundária sentido São Vicente (MG). Segue-se por esta rodovia por cerca de 7 km até interceptar uma

estrada de terra secundária. Ao atingir esta estrada, toma-se sentido norte por aproximadamente 15Km, onde deve-se tomar então sentido leste por mais 6 km até chegar na área de estudo.

Partindo de Belo Horizonte (Figura 1, trajeto azul), o acesso à serra de Ouro Fino se dá inicialmente, seguindo pela MG-030 em direção a Itabirito. Após passar pelo município Rio Acima (MG), segue-se por aproximadamente mais 15 km até a BR-356, por onde deve-se seguir sentido sul-sudeste. Ao atingir a bifurcação que dá acesso ao distrito São Vicente (MG), deve-se seguir as mesmas orientações que o trajeto partindo de Ouro Preto até acessar a área de estudo.

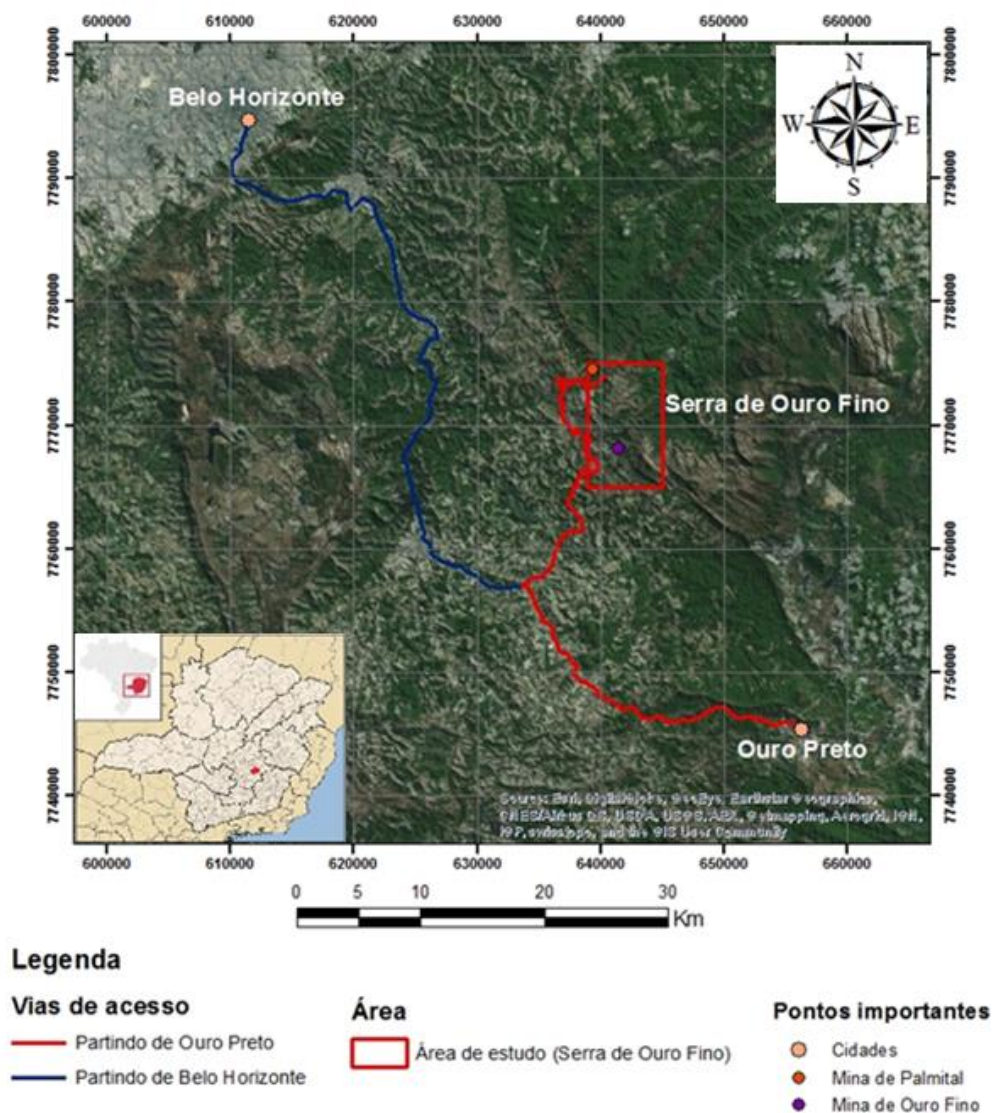


Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso em direção a região da serra de Ouro Fino, partindo de Ouro Preto e de Belo Horizonte, Minas Gerais. (Fonte: Imagem do Arcgis basemap retrabalhada no *software* Arcgis 10.2).

1.5 – METODOLOGIA

O desenvolvimento deste trabalho foi sistematizado em 4 etapas, onde as metodologias empregadas estão descritas a seguir:

1.5.1 – Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica consistiu na busca de informações e compilação de dados, utilizando artigos, dissertações, relatórios e teses sobre a geologia regional e modelos de evolução geotectônica da área. Além disso, também foram pesquisados dados sobre as ocorrências de ouro e urânio em rochas metassedimentares que constituem a Formação Moeda e correlatos mundiais.

1.5.2 – Trabalho de Campo

A etapa de campo, executada durante o segundo semestre de 2016 na extremidade sul do Sinclinal Gandarela, também conhecida como “bota”, consistiu no reconhecimento geológico geral da área e no levantamento de um perfil estratigráfico com descrições macroscópicas detalhadas das rochas da Formação Moeda aflorantes na região. Este levantamento incluiu descrições minerográfica e petrográfica das unidades presentes, assim como a coleta de amostras para posteriores análises laboratoriais. O intuito deste trabalho, foi a caracterização minero petrográfica da Formação Moeda na “bota” do Sinclinal Gandarela, para então possibilitar comparações e possível identificação das três unidades definidas por Villaça & Moura (1985) e descritas no item 2.4 deste TCC. Este levantamento foi realizado em conjunto com a orientadora, Gláucia Nascimento Queiroga, e a coorientadora deste projeto, Ana Ramalho Alkmim.

1.5.3 – Descrição microscópica de lâminas polidas

Análises por meio de microscopia óptica de luz refletida e luz transmitida foram conduzidas em 9 seções delgadas polidas de rochas da Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino. Todas essas lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia – EM/UFOP e as principais informações acerca da localização dos pontos, coordenadas, litotipos e análises realizadas estão sumarizadas na tabela 1.

Tabela 1. Resumo das amostras coletadas e análises realizadas no âmbito deste trabalho.

Ponto	Coordenadas		Localização geográfica	Litotipo	Unidade	Nome das amostras analisadas	
	UTM E	UTM N				Lâmina	MEV
P3	641121	7772142	Porção sul do Sinclinal Gandarela (NW na serra de Ouro Fino)	Metaconglomerado	Formação Moeda indivisa	Gan 3	Gan 3
P6	641014	7772814	Porção sul do Sinclinal Gandarela (NW na serra de Ouro Fino)	Metarenito quartzoso com intercalações de metaconglomerado	Formação Moeda indivisa	Gan 6	Gan 6
P7	641063	7772923	Porção sul do Sinclinal Gandarela (NW na serra de Ouro Fino)	Metarenito quartzoso	Formação Moeda indivisa	Gan 7	Gan 7
Mina de Ouro Fino	641396	7768131	Sinclinal Ouro Fino (zona de charneira)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	Moeda 1	Moeda 1
Mina de Ouro Fino	641396	7768131	Sinclinal Ouro Fino (zona de charneira)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	Moeda 2	Moeda 2
Mina de Ouro Fino	641396	7768131	Sinclinal Ouro Fino (zona de charneira)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	Moeda 3	Moeda 3
Mina de Ouro Fino	641396	7768131	Sinclinal Ouro Fino (zona de charneira)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	Moeda 4	Moeda 4
Mina de Palmital	639382	7774541	Sinclinal Gandarela (flanco oeste)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	18	18
Mina de Palmital	639382	7774541	Sinclinal Gandarela (flanco oeste)	Metaconglomerado piritoso	Formação Moeda nível basal	710	710

Dentre as lâminas, 3 foram confeccionadas a partir das amostras coletadas no trabalho de campo na extremidade sul do Sinclinal Gandarela, 4 são provenientes da mina de Ouro Fino e 2 são oriundas da mina de Palmital. As lâminas das minas de Ouro Fino e Palmital fazem

parte, respectivamente, do acervo didático de geologia econômica do Prof. Msc. Edison Tazava e do acervo de estudo da coorientadora deste trabalho.

1.5.4 – Microscopia Eletrônica de Varredura - EDS

Estudos detalhados de química mineral (MEV/EDS) e imageamento (elétrons retro-espalhados) com o uso de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foram realizados nas 3 amostras provenientes da bota do Sinclinal Gandarela, local onde foi levantado um perfil estratigráfico; nas 4 lâminas confeccionadas a partir de amostras da mina de Ouro Fino e nas 2 lâminas delgadas de rochas da mina de Palmital. Este estudo consistiu na caracterização da química mineral semiquantitativa das amostras, com enfoque para as análises detalhadas dos vários tipos de pirita, grãos de ouro e minerais de urânio. Além disso, foram feitas imagens de elétrons retro-espalhados em minerais de interesse a fim de se analisar sua morfologia e possível zonamento químico. As análises por MEV/EDS foram conduzidas no Laboratório de Microanálises do DEGEO/EM/UFOP com o uso de um Microscópio Eletrônico de Varredura da marca JEOL, modelo JSM-6510, sob voltagem de 20kV, work distance (distância de trabalho) de 10mm e spot size (abertura do feixe) de 70. Os resultados composicionais são mostrados sob a forma de óxidos, para os principais silicatos, e sob a forma de elementos para os sulfetos, ouro e minerais de urânio.

Os pontos onde as análises de química mineral foram executadas estão identificados nos itens 5.1 e 5.2 com diferentes cores. Cada cor representa um ponto situado sobre um determinado tipo de mineral. A relação de cores e minerais analisados se encontram dispostos na tabela 2.

Tabela 2. Relação de minerais analisados por química mineral semiquantitativa e suas respectivas cores de identificação em imagem de elétrons retro-espalhados.

MINERAL	Pirita	Calcopirita	Quartzo	Ouro	Mineral secundário de urânio	Rutilo	Mica branca
COR	amarelo com vermelho	vermelho escuro	amarelo	laranja com vermelho	verde claro	marrom	rosa
MINERAL	Monazita	Clorita	Cianita	Pirofiita	Zircão	Galena	-
COR	verde	roxo	azul	vermelho	laranja	azul claro	-

1.6 – ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A região de estudo, serra de Ouro Fino, mais especificamente, região que engloba as estruturas denominadas por Dorr II (1969) de sinclinais Gandarela e Ouro Fino, está inserida na porção NE do Quadrilátero Ferrífero. A designação “Quadrilátero” é em função do arranjo geométrico de sua morfoestrutura e foi utilizada em 1933 pelo geólogo Luiz Flores de Moraes Rego, para definir a área onde estão concentradas “As jazidas de ferro do centro de Minas Gerais” (Machado 2010). Sendo assim, os domínios fisiográficos apresentados neste trabalho são referentes a região do Quadrilátero Ferrífero, parte central do estado de Minas Gerais. Para facilitar a compreensão deste assunto, os aspectos fisiográficos foram divididos em 4 subitens, sendo eles, morfologia, hidrografia, clima e vegetação local.

1.6.1 – Morfologia

A região do Quadrilátero Ferrífero é constituída por relevo de altitude média variando entre 800 a 1100m, contendo conjuntos de serras que chegam até 1650m de altitude, que é o caso da serra de Ouro Fino. Com base nos estudos de Varajão (1991), a geomorfologia do Quadrilátero Ferrífero é controlada por aspectos estruturais e pela erosão diferencial das litologias, nas quais as variações litológicas influenciam nas variações na declividade das vertentes e, sobretudo, nas variações altimétricas.

As regiões mais elevadas do Quadrilátero Ferrífero estão associadas aos quartzitos da Formação Moeda e do Grupo Itacolomi e aos itabiritos da Formação Cauê, que evidenciam a alta rugosidade do terreno, aspecto dominante nos topos de serras e colinas da região (Varajão 1991). Já as regiões de baixa a média elevação são constituídas por xistos e filitos, rochas mais susceptíveis aos processos erosivos (Varajão 1991).

Análises visuais de imagens de satélite através do *software* Google Earth, mostram que a serra de Ouro Fino é caracterizada por relevo montanhoso com altitudes variando entre 1100 a 1700 m, onde a geomorfologia é heterogênea, marcada por relevo acidentado com fortes rupturas de declividade e vales encaixados. A serra apresenta porções com declividades superiores a 45° e ocorrência frequente de paredões subverticais. Nas porções NE e SW da serra, estão presentes os terrenos de menor altitude. Todas essas informações foram retiradas a partir de imagens de satélite analisadas com ajuda do *software* Google Earth.

De acordo com Dorr II (1969), a crista da serra de Ouro Fino apresenta uma orientação

preferencial de NW-SE, constituída a NW por uma pequena porção da extremidade sul do Sinclinal Gandarela e, a SE pelo Sinclinal Ouro Fino (Figura 2). Também com base em análises de imagens de satélite, é possível perceber o formato da serra de Ouro Fino em sua porção sudeste (Sinclinal Ouro Fino), onde a crista da serra, destacada pela linha amarela, possui uma feição em forma de anfiteatro conchoidal com eixo aproximadamente E-W (Figura 2). O perfil topográfico da figura 2 ilustra a diferença altimétrica em um corte ao longo do Sinclinal Ouro Fino.

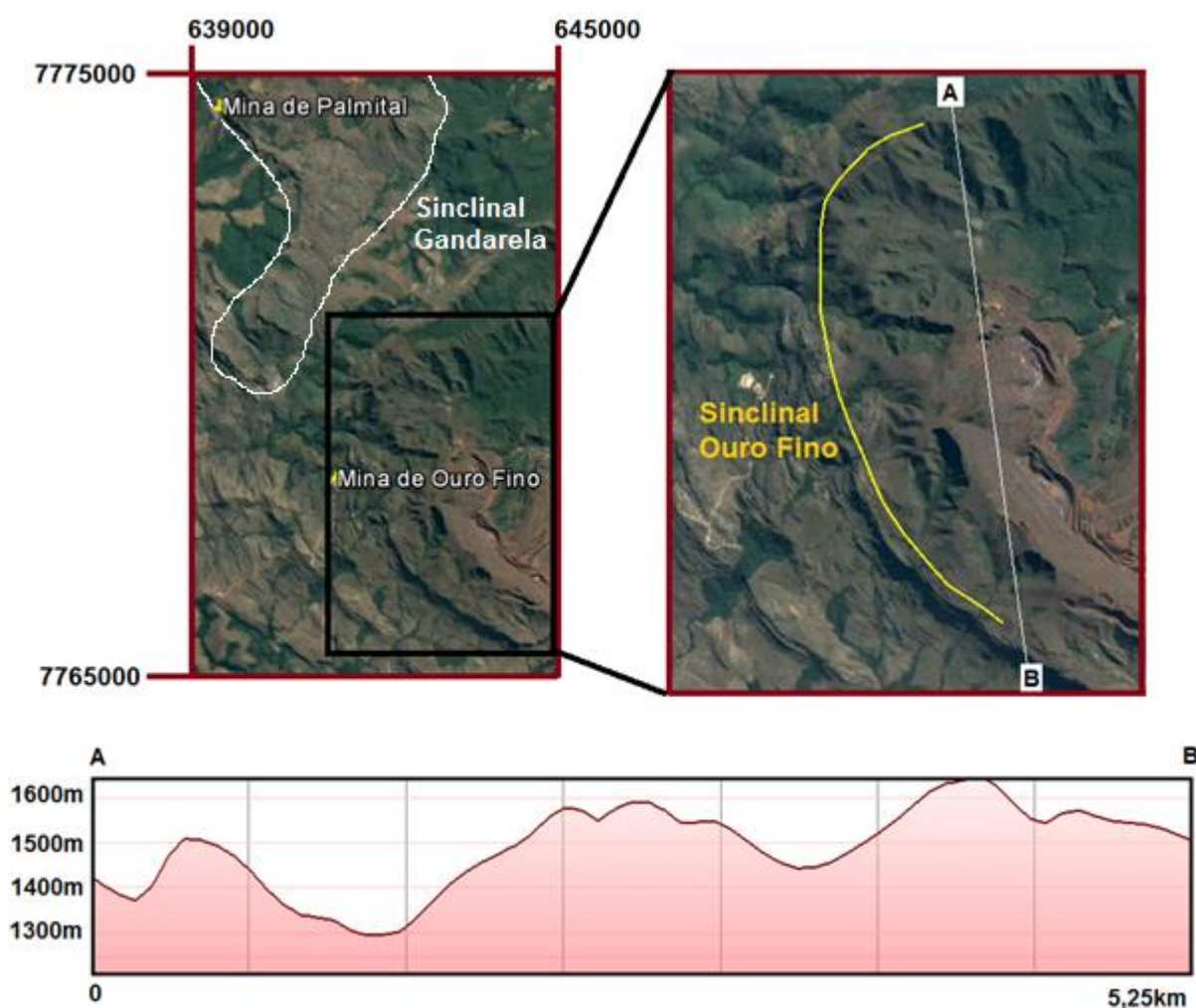


Figura 2. Imagem de satélite da serra de Ouro Fino com perfil topográfico que ilustra a diferença altimétrica da porção sudeste da área de estudo (Fonte: Imagens do Google Earth retrabalhadas).

1.6.2 – Hidrografia

A serra de Ouro Fino representa um alto estrutural que funciona como um dos divisores de duas grandes bacias hidrográficas, denominadas bacia do médio rio Doce na porção leste, e

bacia do rio das Velhas, à oeste. Na vertente leste da serra de Ouro Fino estão presentes nascentes do rio Conceição que desaguam no rio Piracicaba, afluente do rio Doce (Agência Nacional de Águas 2001). Já as nascentes do rio das Velhas, tributário do rio São Francisco, situam-se na porção oeste da serra de Ouro Fino (Souza *et al.* 2005).

A densidade de drenagem da área, em geral, é alta com padrão detrítico a treliça, sendo que a rede de canais é controlada por fraturamentos e descontinuidades litológicas (Medina *et al.* 2005). De forma mais específica e com base na rugosidade do relevo observada em imagem de satélite junto ao *software* Google Earth, o padrão de drenagem do Sinclinal Ouro Fino apresenta uma grande variação de direção devido a forma de anfiteatro conchoidal desta área destacada no item 1.6.1. As drenagens na porção leste deste sinclinal apresentam direção de fluxo preferencial para E, convergindo no centro do anfiteatro. Em contrapartida, as drenagens na vertente oeste apresentam-se com direção de fluxo preferencial para W, de forma divergente.

1.6.3 – Clima

O clima da região é marcado pela alta umidade relativa do ar, variando entre 75% a 84%, onde a temperatura média registrada nos verões é de 20°C, com máxima de 34°C. Durante o inverno a temperatura mínima pode chegar a 6°C (Rodrigues *et al.* 2008). Segundo a classificação de Köppen (1948), o clima da região é do tipo Cwb (clima mesotérmico com verão ameno e estação seca no outono-inverno). A região apresenta uma elevada taxa pluviométrica, chegando a uma precipitação anual de 1.500mm, onde o período chuvoso compreende-se entre os meses de outubro a março (Rodrigues *et al.*, 2008).

1.6.4 – Vegetação

A vegetação nativa da região insere-se nos domínios das grandes áreas remanescentes da Mata Atlântica e Cerrado (Rodrigues *et al.* 2008). Sua vegetação compreende desde formações de campos rupestres até formações florestais, apresentando variações de acordo com o solo, disponibilidade de água, altitude e relevo (Lima *et al.* 2007). As porções mais elevadas são caracterizadas por uma vegetação de estrato herbáceo associados a afloramentos rochosos (Rodrigues *et al.* 2008). Segundo Oliveira (1999) e Fujaco *et al.* (2006), os vales, drenagens e encostas mais baixas estão associados a uma vegetação mais densa que nos arredores, constituída predominantemente por espécies arbustivas de maior porte.

1.7 – ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Este Trabalho de Conclusão de Curso é composto por sete capítulos, como especificado abaixo:

O Capítulo 1 apresenta uma introdução ao trabalho, composta por uma breve descrição sobre a natureza do problema, juntamente com a especificação da área de estudo, propósitos e a metodologia utilizada nesta pesquisa. Além disso, conta com uma descrição sobre os aspectos fisiográficos da área de estudo.

O Capítulo 2 apresenta uma síntese da geologia regional, incluindo a descrição estratigráfica com foco nas unidades da Formação Moeda e aspectos estruturais. Em adição, aborda descrições de modelos geotectônicos evolutivos propostos para a área de estudo com base na revisão bibliográfica do Quadrilátero Ferrífero.

No Capítulo 3 é feita uma revisão dos conhecimentos sobre exemplos mundialmente conhecidos de mineralizações do tipo placer de Au e U associados a sulfetos em rochas metassedimentares.

O Capítulo 4 apresenta as descrições macro e microscópicas das rochas observadas ao longo do perfil levantado na porção sul do Sinclinal Gandarela e das amostras de rocha provenientes das minas auríferas de Ouro Fino e Palmital, de forma a caracterizar detalhadamente essas rochas.

O Capítulo 5 expõe os resultados das análises de química mineral realizadas ao Microscópio Eletrônico de Varredura-EDS referentes às amostras coletadas em campo e as amostras pertencentes as minas de Ouro Fino e Palmital.

No Capítulo 6 são apresentadas a integração e discussões de todos os dados obtidos, que incluem a comparação do perfil estudado com as unidades da Formação Moeda descritas em referências bibliográficas, a compilação de dados físicos e químicos sobre os tipos de pirita encontrados neste estudo, além da comparação das amostras das minas de ouro de Ouro Fino e Palmital com exemplos mundialmente conhecidos de mineralizações de Au e U associado a sulfetos. Neste capítulo também constam algumas recomendações de estudos para compreender melhor a mineralização aurífera na serra de Ouro Fino.

O último capítulo traz a lista de referências bibliográficas.

2.1 – INTRODUÇÃO

A serra de Ouro Fino está inserida na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, englobando a extremidade sul do Sinclinal Gandarela, conhecido como “bota”, e Sinclinal Ouro Fino. Localiza-se, geograficamente, no limite entre a porção sul-sudeste do cráton São Francisco e a borda do cinturão orogênico na Faixa Araçuai (Almeida 1977, Alkmim *et al.* 2012), como pode ser visto na figura 3. Segundo Dorr II (1969) e Alkmim & Marshak (1998), o Quadrilátero Ferrífero é constituído por 5 unidades litoestratigráficas, sendo elas: complexos granito-gnáissicos do Arqueano, rochas do Supergrupo Rio das Velhas datados do Neoarqueano, rochas do Supergrupo Minas de idades Neoarqueanas a Paleoproterozóicas, rochas do Grupo Itacolomi também do Paleoproterozóico e, por fim, as rochas intrusivas pós-Supergrupo Minas datadas do final do período Paleoproterozóico, cortando assim, toda a estratigrafia regional.

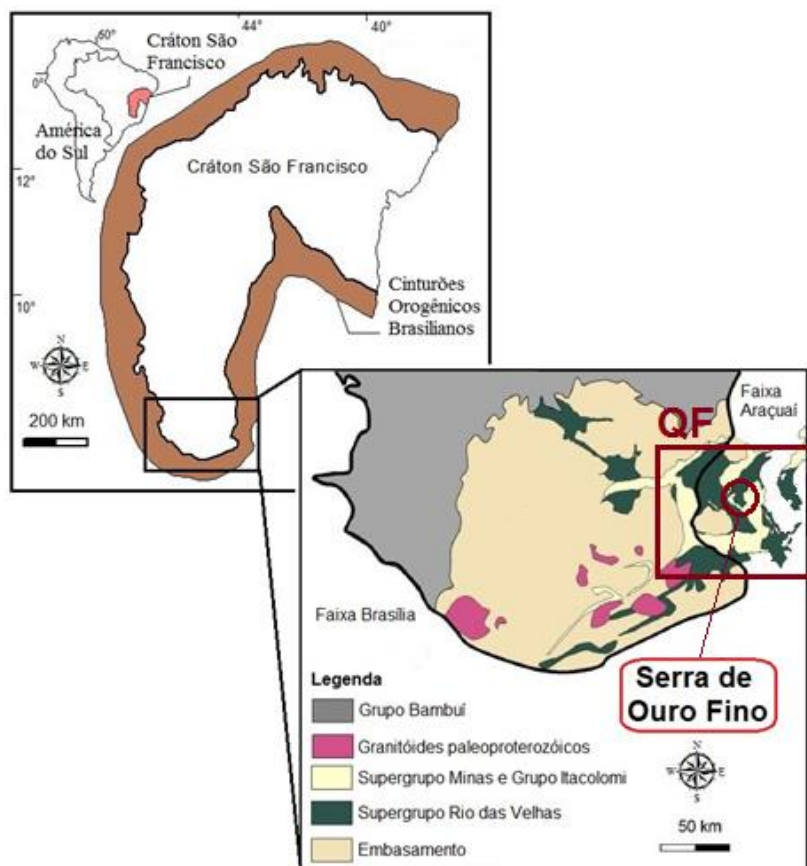


Figura 3. Mapa geológico simplificado da porção sudeste do Cráton São Francisco evidenciado a localização da Serra de Ouro Fino (modificado de Alkmim *et al.* 2012).

2.2 – ESTRATIGRAFIA REGIONAL

A seguir, é apresentada uma coluna estratigráfica esquemática do Quadrilátero Ferrífero (Figura 4) juntamente com a descrição de cada uma das unidades litoestratigráficas que compõem essa coluna, da base para o topo.

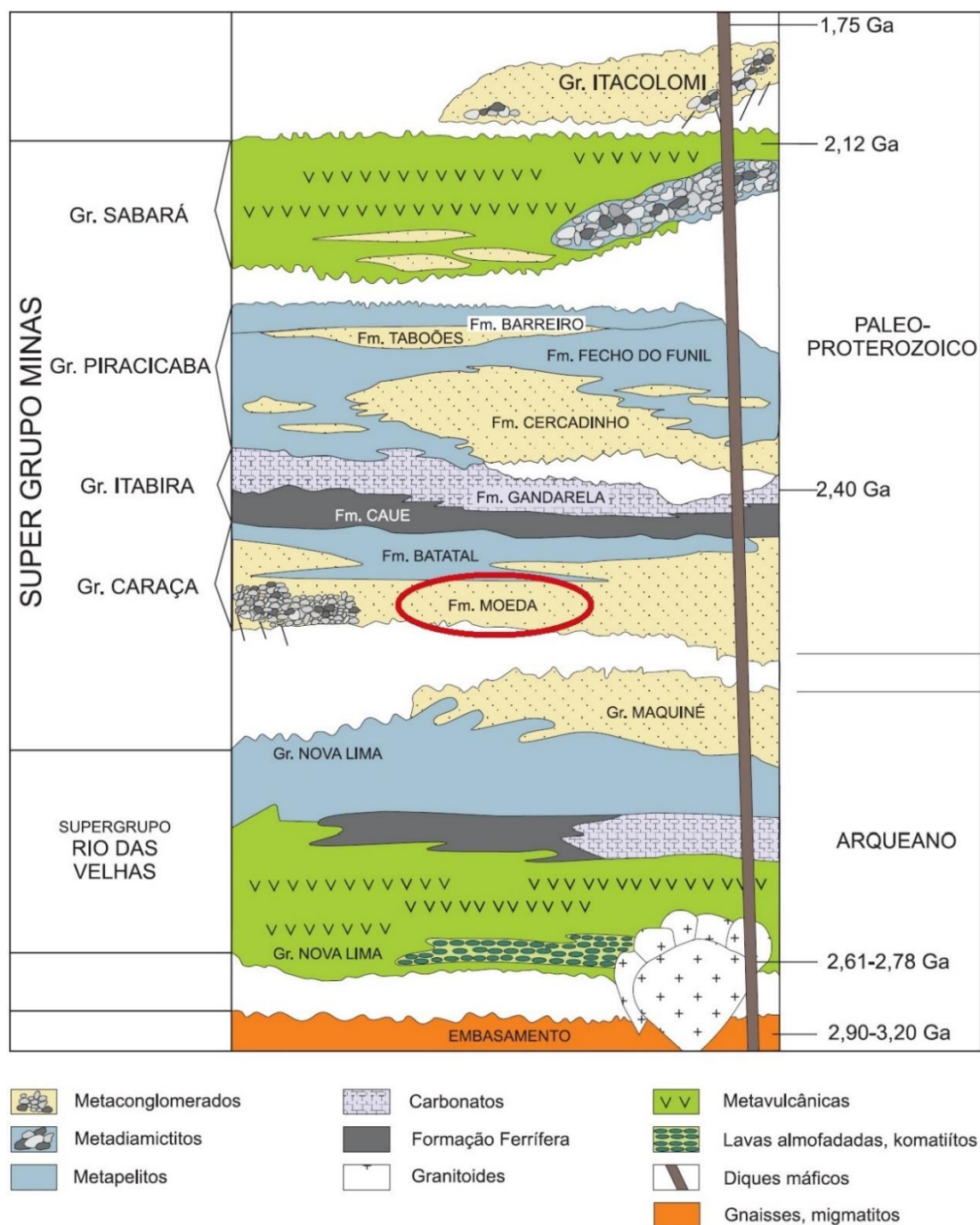


Figura 4. Coluna estratigráfica esquemática do Quadrilátero Ferrífero com destaque para a Formação Moeda (modificado de Alkmim & Marshak 1998).

2.2.1 – Embasamento cristalino

O embasamento cristalino é constituído por complexos gnáissicos migmatíticos datados do Mesoarqueano (3,2 a 2,9 Ga) (Machado & Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1995, Lana *et al.* 2013). Além disso, é também constituído por duas gerações distintas de plútons, onde a mais jovem engloba rochas de composição granítica datadas de 2,73 a 2,61 Ga, e os plútons mais antigos, de composição cálcio-alcalina, datam de 2,8 a 2,77 Ga (Carneiro 1992, Machado *et al.* 1992)

2.2.2 – Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas é dividido em dois grupos, Nova Lima e Maquiné (Dorr II 1969), constituindo-se da unidade litoestratigráfica mais expressiva em área no Quadrilátero Ferrífero (Dorr II 1969). Esta unidade apresenta-se predominantemente em áreas de anticlinais (Dorr II 1969). Constitui-se por rochas típicas de *greenstone belts*, contendo basaltos, komatiitos e lavas riolíticas que foram submetidas a metamorfismo de alto grau e metassomatismo, intercaladas com rochas metassedimentares (Alkmim & Marshak 1998). As unidades metassedimentares incluem rochas de precipitação química, como formações feríferas bandadas, e carbonatos, além de rochas de origem siliciclástica, como quartzo-sericita xisto, filito grafitoso e metagrauvaca (Alkmim & Marshak 1998). Segundo esses autores, datações U-Pb indicam idades de deposição entre 2,857 e 2,77 Ga para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. Segundo Pires (2005), o contato da base do Supergrupo Rio das Velhas com as rochas do embasamento cristalino é do tipo discordante erosivo.

2.2.3 – Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas, unidade predominantemente metassedimentar que se sobrepõe de forma discordante às rochas do Supergrupo Rio das Velhas, é subdividido em cinco grupos, os quais, segundo (Alkmim & Marshak 1998), registram a evolução de uma margem passiva com posterior envolvimento em um sistema colisional atuante durante o Paleoproterozóico. Esses grupos são, da base para o topo, Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará (Alkmim & Marshak 1998, Figura 4). O grau de metamorfismo das rochas deste supergrupo varia de fácies xisto verde a fácies anfibolito (Dorr II 1969).

Segundo Dorr II (1969), as rochas do Supergrupo Minas apresentam-se

predominantemente em sequência normal, podendo estar em ordem inversa em zonas de sinclinais. A espessura de algumas unidades litoestratigráficas desse supergrupo varia muito, sendo essa variação controlada por deformações de origem tectônica, onde as maiores espessuras situam-se em zonas de charneira, se afinando nos flancos das dobras regionais (Dorr II 1969).

A porção basal do Supergrupo Minas é representada pelas rochas metassedimentares clásticas pertencentes aos Grupos Tamanduá e Caraça que são separados por disconformidade erosiva (Dorr II 1969). De forma mais específica, são formados por metaconglomerados aluviais e metarenitos que gradam para metapelitos de ambiente marinho raso (Alkmim & Marshak 1998). Datações Pb-Pb e U-Pb, a partir de zircões detríticos, indicam idades arqueanas (máximo de 2,65 Ga) para essas rochas (Carneiro *et al.* 1995, Renger *et al.* 1995, Machado *et al.* 1996). Na base do Grupo Caraça está inserida a Formação Moeda, unidade litoestratigráfica estudada neste trabalho e que apresenta uma descrição detalhada no tópico 2.4.

Os grupos superiores, Itabira e Piracicaba, são formados por rochas metassedimentares de origem predominantemente química em contato discordante entre si (Dorr II 1969). Constituindo o Grupo Itabira, têm-se as formações ferríferas bandadas da Formação Cauê, gradando para sequências carbonáticas da Formação Gandarela no topo (Alkmim & Marshak 1998). Já as rochas do Grupo Piracicaba foram depositadas em ambiente de águas rasas e deltáicos (Alkmim & Marshak 1998). O Grupo Sabará é formado por sequências metaturbidíticas, metatufos, rochas metavulcanoclásticas, metaconglomerados e metadiamicritos, que marcam a idade final de deposição do Supergrupo Minas, datada do início do Evento Transamazônico, em 2,124 Ga (Dorr II 1969, Machado *et al.* 1992, Renger *et al.* 1995, Alkmim & Marshak 1998).

2.2.4 – Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi é constituído basicamente por duas fácies em contato do tipo angular discordante com as rochas sotopostas do Supergrupo Minas (Dorr II 1969). A primeira trata-se de rochas metareníticas de granulação grossa com variações laterais para rochas filíticas e rochas xistosas (Dorr II 1969). A outra fácies, que se apresenta em camadas lenticulares, com cerca de 10 metros de espessura, é representada por metaconglomerados polimíticos de matriz quartzo-sericítica fina, contendo seixos arredondados de itabirito, veios de quartzo leitoso,

quartzito e filito (Dorr II 1969).

Este grupo é limitado na parte superior por uma superfície erosiva que impossibilita a definição da real espessura desta unidade litoestratigráfica (Dorr II 1969). Segundo Renger *et al.* (1995) e Machado *et al.* (1996), as rochas do Grupo Itacolomi apresentam idade entre 3,1 a 2,1 Ga, definidas por datação U-Pb através de zircões detríticos. O Grupo Itacolomi é interpretado por Dorr II (1969) como uma unidade litoestratigráfica pós-orogênica depositada em bacia lacustre.

2.2.5 – Intrusões ígneas pós-Supergrupo Minas

As intrusões ígneas pós-Supergrupo Minas são representadas por três tipos principais de litologias (Alkmim & Marshak 1998). As intrusões mais antigas são os complexos graníticos em forma de domos com idade U-Pb de 2,08 Ga (Noce 1995). A segunda geração de rocha intrusiva é representada por diques pegmatíticos de idade 2,06 Ga (U-Pb em monazitas, Noce 1995). As intrusões mais recentes são representadas por diques máficos, datados por Silva *et al.* (1995) em 1,714 Ga.

2.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero (Figura 5) apresenta uma estruturação geral caracterizada por expressivos domos e quilhas (Alkmim & Marshak 1998). Os domos são representados por rochas granito-gnáissicas e migmatíticas do embasamento de idade arqueana (Complexo Bação, Complexo Bonfim, entre outros). Bordejando essas estruturas, encontram-se as quilhas, representadas pelos grandes anticlinais, homoclinais e sinclinais, onde afloram, majoritariamente, rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas (Dorr II 1969, Alkmim & Marshak, 1998). Entre essas estruturas estão presentes o Anticlinal de Mariana, o Homoclinal da Serra do Curral, além das expressivos e numerosos sinclinais com orientações variadas, como o Sinclinal Moeda, Sinclinal Dom Bosco, Sinclinal Ouro Fino e Sinclinal Gandarela (Alkmim & Marshak 1998). Como parte integrante da área de estudo, esses dois últimos sinclinais serão mais bem caracterizados no item 2.3.1.

O local onde se insere o Quadrilátero Ferrífero é uma região extremamente deformada (Dorr II 1969), resultante de mais de uma fase de deformação num terreno que bordejia a porção NW do cinturão orogénico Mineiro (Almeida 1977, Alkmim *et al.* 2012).

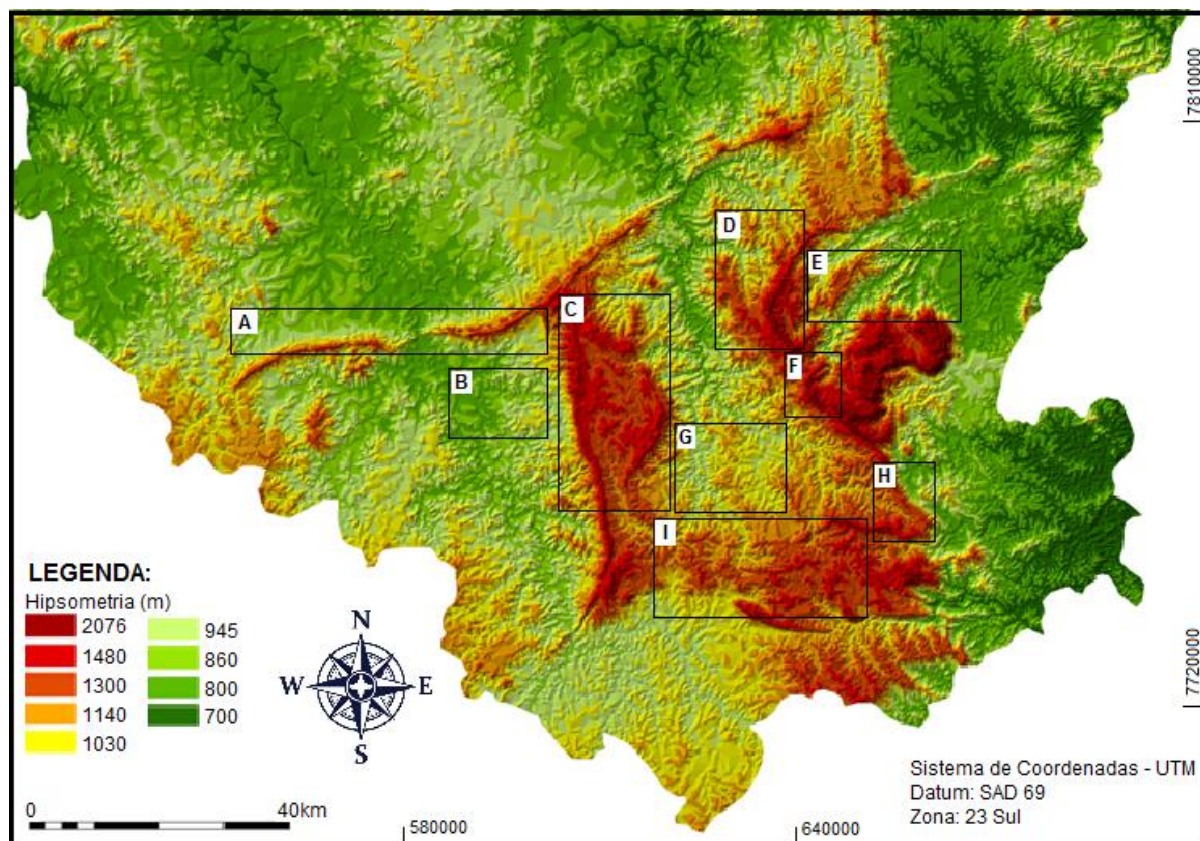


Figura 5. Mapa Hipsométrico do Quadrilátero Ferrífero evidenciando as principais feições estruturais. A- Homoclinal Serra do Curral, B – Complexo Bonfim, C – Sinclinal Moeda, D – Sinclinal Gandarela, E – Anticlinal Conceição, F – Sinclinal Ouro Fino, G – Complexo Bação, H – Anticlinal de Mariana, I – Sinclinal Dom Bosco (modificado de Leite *et al.* 2008 com base nos trabalhos de Dorr II 1969, Alkmim & Marshak 1998, Pires 2005).

Dorr II (1969) separa as fases deformacionais em três grandes períodos metamórficos compressoriais. O primeiro e mais antigo, ocorreu entre o período de deposição das rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas. O segundo evento, foi definido por Dorr II (1969), com idade relativa entre a deposição das Rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi. Já o último evento, de maior expressividade e magnitude, envolveu todas as rochas sedimentares pré-cambrianas da região. Segundo Dorr II (1969), este último evento orogênico originou dobras regionais e ocorreu pós deposição das rochas do Grupo Itacolomi. Neste último evento, as rochas se deformaram plasticamente, fato evidenciado por Dorr II (1969) devido a observação das estruturas internas das unidades litoestratigráficas, onde as espessuras das camadas rochosas foram drasticamente afinadas nos flancos das grandes dobras regionais, e espessados nas zonas de charneiras. Durante este evento, os minerais de várias unidades litoestratigráficas foram recrystalizados para grãos maiores, o que contribuiu para o aumento de competência dessas rochas (Dorr II 1969). Além disso, como afirma Dorr II (1969), esses

eventos metamórficos também foram responsáveis pela formação de rochas granito-gnáissicas a partir de rochas sedimentares preexistentes.

Em contrapartida, Alkmim & Marshak (1998), afirmam que as estruturas metamórficas observadas nas rochas do Supergrupo Minas apresentam dois padrões distintos. O primeiro inclui um cinturão de falhas e dobras com vergência para NE, datadas do evento Transamazônico com idades entre 2,2 a 1,8 Ga (Alkmim & Marshak 1998). Como resultado, obtiveram-se estruturas como o Sinclinal Gandarela, Anticlinal Conceição, porção NE do Sinclinal de Ouro Fino e zonas de cisalhamento de escala regional (Alkmim & Marshak 1998). O segundo padrão é atribuído ao orógeno Brasileiro do Neoproterozóico, que resultou nos cinturões de dobras e falhas com vergência para W, responsáveis por colocar rochas do Supergrupo Rio das Velhas sobre unidades litoestratigráficas mais recentes, além de retrabalhar a borda E do QF. Além disso, Alkmim *et al.* (1993) e Alkmim & Marshak (1998), afirmam que planos de fraqueza, gerados durante o evento Transamazônico, foram posteriormente reativados pelo evento orogenético Brasileiro, gerando feições estruturais penetrativas, como xistosidade, foliação milonítica, clivagem de crenulação e lineações de estiramento sobrepostas as estruturas das rochas previamente deformadas durante o evento Transamazônico.

Zonas de cisalhamento ocorrem no contato entre rochas supracrustais e o embasamento ao redor dos domos (Alkmim & Marshak 1998). Segundo Marshak *et al.* (1997), os domos de rochas do embasamento foram soerguidos durante o evento Transamazônico, influenciando na orientação das sinclinais presentes no Quadrilátero Ferrífero. Como descrito por Marshak *et al.* (1992) e Alkmim & Marshak (1998), as rochas supracrustais adjacentes aos domos granito-gnáissicos e migmatíticos, apresentam auréola metamórfica de alta temperatura e baixa pressão.

Segundo Dorr II (1969), o embasamento cristalino foi soerguido em algumas porções, fato que ocorreu concomitantemente com ciclos de deposição sedimentar e atividades erosivas, o que contribuiu significativamente para o controle da atual topografia montanhosa da região (Dorr II 1969).

Na área ocupada pelo Quadrilátero Ferrífero, a intensidade de deformação e o grau metamórfico aumentam, progressivamente, de NW para SE (Dorr II 1969). O grau metamórfico observado nos terrenos granito-gnáissico atinge fácies anfibolito superior e granulito, com retrometamorfismo para fácies xisto-verde (Alkmim & Marshak 1998). Já as rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas foram, expressivamente, afetadas por metamorfismo regional de fácies xisto-verde a fácies anfibolito inferior (Alkmim & Marshak 1998).

2.3.1 – Sinclinais Gandarela e Ouro Fino na serra de Ouro Fino e sua evolução estrutural

Como superficialmente descrito no item 1.6.1, a serra de Ouro Fino é constituída por duas partes, sendo elas, o Sinclinal Ouro Fino e a extremidade sul do Sinclinal Gandarela, conhecido como “bota” (Figura 6). Segundo Dorr II (1969) e Fonseca & Alkmim (1992), o Sinclinal Ouro Fino, localizado ao extremo sul do Sinclinal Gandarela, é uma estrutura sinforme redobrada em formato de sela com vergência para W, onde seu plano axial apresenta uma inflexão abrupta, variando de NNE em seu segmento norte, para NNW em sua porção sul. Já o Sinclinal Gandarela, foi caracterizado por Dorr II (1969), como uma megadobra com fechamento em profundidade e eixo orientado segundo a direção NE-SW. Estudos de Endo & Rocha Filho (2003), indicam que os sinclinais Ouro Fino e Gandarela eram conectados e, posteriormente foram separados devido à Falha do Fundão.

Nas porções norte e leste do Sinclinal Ouro Fino, e porção oeste da “bota” do Sinclinal Gandarela, as rochas da Formação Moeda apresentam-se em contato direto com as rochas do Grupo Nova Lima (Dorr II 1969). Já na porção oeste do Sinclinal Ouro Fino e ao sul da “bota” do Sinclinal Gandarela, a Formação Moeda apresenta-se em contato tectonizado por falhamentos, sobreposta diretamente às rochas do Grupo Maquiné (Dorr II 1969). Na porção noroeste do Sinclinal Ouro Fino, as rochas da Formação Moeda se apresentam empilhadas, em forma de lascas de empurrão, o que contribuiu para a existência das expressivas escarpas com mais de 150 metros de altitude (Dorr II 1969). Segundo Dorr II (1969), tanto o empilhamento quanto o truncamento da Formação Moeda observados na porção noroeste do Sinclinal Ouro Fino, foram causados pelo sistema de falhas reversas e de empurrão relacionadas a Falha do Fundão.

No aspecto estrutural, Dorr II (1969) defende um modelo evolutivo para a atual estruturação da serra de Ouro Fino baseado em dois eventos deformacionais. O primeiro e mais antigo evento é de natureza compressiva, que resultou na formação do Sinclinal Gandarela, quando o Sinclinal Ouro Fino possuía, originalmente, uma orientação NW (Dorr II 1969). Já o segundo evento de deformação, também de regime compressivo, foi responsável pelo redobramento do Sinclinal Ouro Fino (Dorr II 1969). Este último evento foi controlado pelos movimentos de arraste causados pelo sistema de falhas do Fundão, resultando assim, na inflexão da estrutura original do Sinclinal Ouro Fino com reorientação da sua porção norte de NW para NNE, conferindo-a sua estruturação atual em forma de sela (Dorr II 1969).

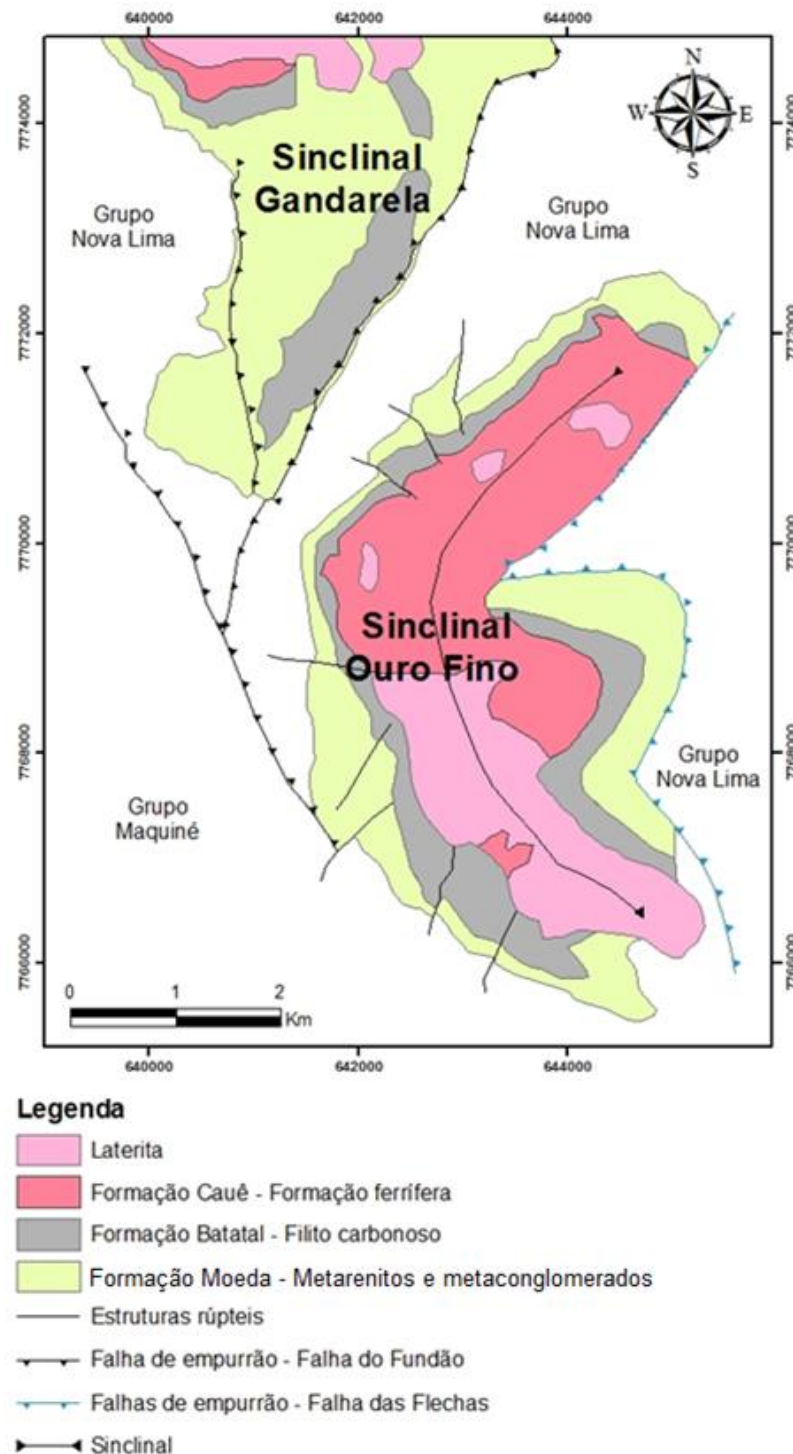


Figura 6. Mapa geológico simplificado do Sinclinal Ouro Fino e porção sul do Sinclinal Gandarela (modificado de Pires 2005).

Em contraste, os autores Fonseca (1990) e Fonseca & Alkmim (1992), afirmam que o Sinclinal Ouro Fino sofreu três gerações de deformação. A primeira e mais antiga, é representada por uma compressão para oeste relacionada com a gênese do Sistema do Fundão, além de ser responsável também pela geração de xistosidade e foliação orientadas segundo o

plano axial da grande estrutura. A segunda fase de deformação, de regime compressivo, resultou em um conjunto de estruturas orientadas na direção leste-oeste, além do arqueamento da estrutura maior, o Sinclinal Ouro Fino, conferindo ao mesmo, sua atual estrutura em forma de sela. A última e mais recente fase de deformação, foi de natureza compressiva com esforço tectônico da direção N-S, resultando na formação de dobras de médio porte e “kink-bands” nas formações ferríferas.

O modelo para o Sinclinal Gandarela é definido por Endo *et al.* (2004) como um sinclinal antifórmico, resultante de três eventos deformacionais. O primeiro evento foi responsável pela formação de uma dobra recumbente com rochas do Supergrupo Rio das Velhas no interior da nucleação da dobra. O segundo evento, proporcionou um redobramento do flanco inverso desta dobra, formando assim, o Sinclinal Gandarela. O último evento foi responsável então pela geração de uma dobra-falha, Sistema de Falhas do Fundão, que afetou o segmento SE deste sinclinal.

2.4 – FORMAÇÃO MOEDA

A Formação Moeda se situa, estratigraficamente, na porção inferior do Supergrupo Minas, mais especificamente, na base do Grupo Caraça, sobrepondo-se às rochas do Supergrupo Rio das Velhas em contato discordante (Figura 7) (Dorr II 1969). O contato superior é do tipo gradacional, que se dá com as rochas da Formação Batatal (Dorr II 1969). No entanto, na porção oeste do Quadrilátero Ferrífero, a Formação Moeda se apresenta em contato direto com o embasamento cristalino (Villaça & Moura 1985). A Formação Moeda é representada por rochas metassedimentares siliciclásticas, compostas por fácies mais grossa, onde o metarenito de grão grosso se intercala com metaconglomerados e lentes filíticas laminadas (Dorr II 1969, Villaça & Moura 1985). Além disso, também estão presentes, fácies metareníticas de granulação fina associadas a lentes de filito (Dorr II 1969, Villaça & Moura 1985).

As rochas da Formação Moeda são, em geral, mais resistentes à erosão do que as outras rochas do Quadrilátero Ferrífero, o que resulta em expressões morfológicas marcadas por escarpas muito íngremes onde esta unidade ultrapassa 200 metros de espessura. No entanto, as escarpas desaparecem em locais onde este litotipo apresenta menos de 100 m de espessura, local onde as fácies de granulação fina com intercalações filíticas predominam (Dorr II 1969).

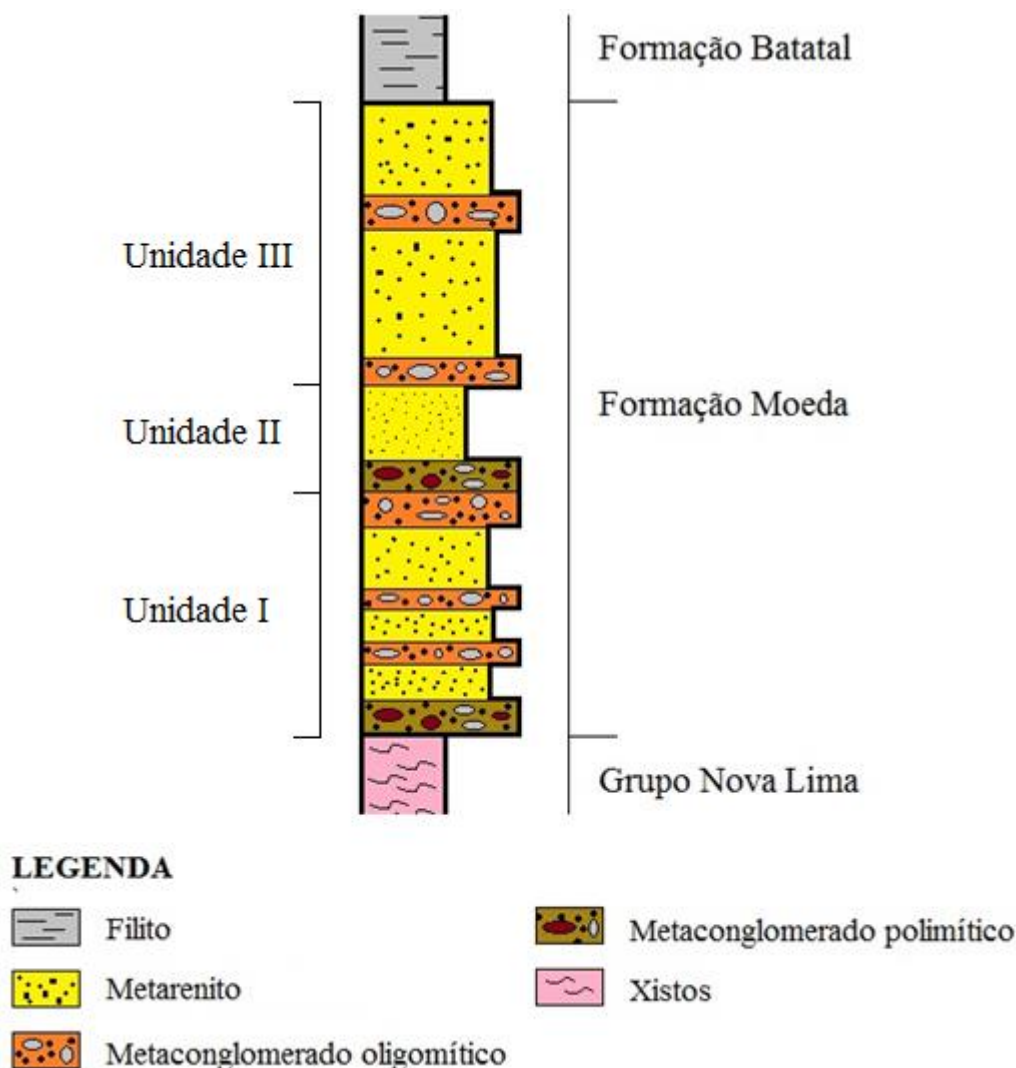


Figura 7. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Moeda subdividida nas três unidades litoestratigráficas de Villaça & Moura (1985) (modificado de Pires 2005).

A seção-tipo da Formação Moeda foi definida por Dorr II (1969) com base em quatro locais onde afloram expressivamente, a saber: Serra da Moeda, Serra do Curral, Sinclinal Gandarela e Sinclinal Ouro Fino (Dorr II 1969).

Dorr II (1969) subdividiu a Formação Moeda em duas fácies de composição quartzosa dominantes: a primeira e mais espessa, é formada por metarenitos de granulação grossa e metaconglomerados; e a segunda, que se apresenta em menores espessuras, constituindo-se por quartzitos de granulação fina. A transição entre essas duas fácies é do tipo abrupta.

A fácies mais grossa apresenta espessura média de 300 metros, sendo composta por metaconglomerados polimítico e oligomítico, que gradam lateralmente e verticalmente para metarenito grosso a médio, além de lentes de filito (Dorr II 1969, Villaça & Moura 1985). A

matriz dos metaconglomerados é composta por quartzo e sericita, localmente piritosa e/ou carbonosa (Villaça & Moura 1985). Esta fácies se situa na porção estratigráfica inferior da Formação Moeda e se estreita na porção leste do QF, de forma a se acunhar estratigraficamente (Dorr II 1969). Na porção ocidental do Sinclinal Gandarela e do Sinclinal de Ouro Fino, esta fácies se apresenta em pequenas porções (Dorr II 1969, Villaça & Moura 1985). Expressivas quantidades de feldspato também estão presentes na composição dessas rochas metassedimentares, apresentando-se em maiores concentrações nas porções próximas de rochas graníticas (Dorr II 1969). A porção basal desta fácies, em contato com o Supergrupo Rio das Velhas, é caracterizada pela presença de metaconglomerados com fragmentos angulosos de rochas filíticas, clastos bem arredondados de veios de quartzo leitoso, quartzitos e, em menor frequência, clastos de anfibolitos (Dorr II 1969). Os fragmentos de filito não são encontrados nas lentes metaconglomeráticas a mais de 10 metros acima do contato com o Grupo Nova Lima (Dorr II 1969). Os clastos de veio de quartzo e de quartzito apresentam maiores dimensões onde as lentes metaconglomeráticas são mais espessas, sendo que os tamanhos dos mesmos diminuem gradualmente de oeste para leste dentro do QF (Dorr II 1969).

A fácies mais fina, com espessura média inferior a 100 metros, é composta basicamente por quartzo, sericita e feldspato, caracterizada pelas intercalações de metarenito muito fino, metassiltitos e pacotes de filito (Dorr II 1969). Nas porções norte e sul do QF, esta fácies apresenta interdigitações com filitos (Villaça & Moura 1985). Nas proximidades de Ouro Preto, esta fácies se apresenta com grau de pureza mais elevado, com composição predominantemente quartzosa (Dorr II 1969). Esta fácies foi definida como a fácies superior à fácies metaconglomerática (Dorr II 1969).

Na região do Sinclinal Gandarela, parte da área estudada neste TCC, a Formação Moeda foi dividida em três unidades litotoestratigráficas (Villaça & Moura 1985), conforme descrito a seguir e representado na figura 7.

A Unidade I, localizada na base da sequência, com espessura média de 150 m, encontra-se em contato basal do tipo discordante erosivo com as rochas do Grupo Nova Lima. Esta unidade é constituída, na porção inferior, por metaconglomerados de matriz quartzo-sericítica com presença de pirita e clastos de quartzo leitoso, quartzito e xistos. Já a parte superior, possui lentes de metarenitos de granulação média a grossa, podendo apresentar porções sericíticas, além de frequentes intercalações de lentes metaconglomeráticas.

A Unidade II, intermediária, de espessura máxima de 70 metros, apresenta-se em

contato do tipo discordante erosivo diretamente com as rochas do Grupo Nova Lima onde a Unidade I não se encontra mais presente devido a processos de erosão. Esta segunda unidade é representada por metaconglomerados oligomíticos e polimíticos com clastos de quartzo de até 15 cm de diâmetro situados na base desta sequência. A parte superior é constituída por metarenito fino a muito fino, esbranquiçado, maciço, bem selecionado, homogêneo, podendo apresentar porções argilosas.

A Unidade III, topo da Formação Moeda, é constituída por metaconglomerados e metarenitos com 50 a 250 metros de espessura total. A porção inferior possui lentes metaconglomeráticas piritosas com intercalações de metarenitos sericíticos grossos. Já na parte superior, têm-se metarenitos sericíticos de granulação média a grossa.

2.4.1 – Ambiente de sedimentação da Formação Moeda

O trabalho de Dorr II (1969) interpreta que a deposição da fácies mais grossa da Formação Moeda, contendo lentes metaconglomeráticas, foi originada a partir de eventos de preenchimento de paleovales de pequena profundidade, característico de ambiente litorâneo deltáico. Com base na distribuição areal desta fácies, o tamanho e distribuição dos clastos das lentes metaconglomeráticas, Dorr II (1969), afirma que a fonte do material sedimentar é proveniente da porção oeste do QF. Segundo Dorr II (1969), a fácies de granulação mais fina é interpretada, com base na presença de estratificação plano-paralela, como depósitos litorâneos influenciados por estágios aluviais, onde ocorreu uma sedimentação mal selecionada de silte e areia fina em ambiente dominado por águas calmas ao redor do delta.

O trabalho de Villaça & Moura (1985) propõe que a Formação Moeda se divide em três fácies litoestratigráficas, indicando três macrociclos de sedimentação na paleobacia. Nesta paleobacia, as fácies basal e intermediária, unidades I e II, compostas por metarenitos de grão grosso e níveis metaconglomeráticos, foram originadas em ambiente aluvial. A fácies mais recente, topo da Formação Moeda, é interpretada como resultante de sedimentação típica de ambiente marinho ou litorâneo. Dentro da Unidade I, os níveis metaconglomeráticos basais estariam representando sucessivos ciclos de sedimentação. Segundo o trabalho de Villaça & Moura (1985), esses ciclos se iniciaram com a deposição de sedimentos grossos contendo clastos de até 5 cm de diâmetro, seguido por deposição de sedimentos de granulação menor, chegando até areia média no topo. Fato este, gerou a granodecrescência ascendente observada

nesta unidade. Entretanto, a deposição de cada ciclo causou a erosão do material previamente depositado do ciclo anterior, de forma a não preservar as porções superiores mais finas, resultando assim, em uma espessa camada de metaconglomerado de maior grau de maturidade textural (Villaça & Moura 1985). Conforme descrito no trabalho de Villaça & Moura (1985), os sedimentos que deram origem a Unidade II, foram depositados em ambiente litorâneo, em condições de correntes fluvio-marinhas de maior energia, quando comparado às condições das correntes que transportaram os sedimentos que deram origem as atuais rochas da Unidade I.

Segundo Villaça & Moura (1985), a sedimentação final da fácies intermediária e início da fácies de topo, ocorreu quando o ambiente de deposição estava coberto pela água do mar em regime litorâneo, transgressivo marinho, inundando assim, uma área de planície aluvial. Tal fato originou então as porções com intercalação de metarenitos finos e filitos com estratificação plano-paralela (Villaça & Moura 1985).

Segundo Renger *et al.* (1995), a porção basal da Formação Moeda é datada com idades entre 2,59 a 2,56 Ga, marcando assim, a fase inicial de abertura da bacia Minas sobre o terreno Arqueano recém consolidado. Alguns dos zircões detríticos da Formação Moeda foram datados entre 2,65 e 3,0 Ga, idades referentes aos complexos granito-gnáissicos do embasamento cristalino do QF (Renger *et al.* 1995). Este fato indica que os domos de rocha cristalina adjacentes a protobacia Minas foram fonte de material durante os processos de sedimentação ocorridos (Renger *et al.* 1995). Os fragmentos de filito presentes no metaconglomerado basal, descritos por Dorr II (1969), são entendidos por Noce *et al.* (1992), como originários do Grupo Nova Lima, em terreno paleogeográfico definido por escarpas de falhas na extremidade norte da Serra da Moeda.

O trabalho de Renger *et al.* (1995) ainda define, com base nas diferentes faixas de idades encontradas em zircões detríticos presentes na Formação Moeda, que a bacia Minas foi preenchida por sedimentos de diferentes proveniências. Além disso, registros sedimentológicos, como diminuição do tamanho dos clastos das fácies metaconglomeráticas e medidas de paleocorrentes de estratificações cruzadas, indicam diferentes direções de paleotransporte em ambiente fluvial, com sentido preferencial de oeste para leste dentro da protobacia Minas.

Por fim, a porção metaconglomerática no topo da Formação Moeda, definida por Thorpe *et al.* (1984), é interpretada como resposta a eventos de perturbações tectônicas (Renger *et al.* 1995).

2.4.2 – Mineralizações

O trabalho de Minter *et al.* (1990) descreve as mineralizações presentes na Formação Moeda como constituídas essencialmente por sulfetos, incluindo pirita (**FeS₂**), arsenopirita (**FeAsS**), calcopirita (**CuFeS₂**), pirrotita (**Fe_(x-1)S**), pentlandita (**Fe,Ni**)₉S₈ e covelita (**CuS**). Além disso, foram descritos grânulos de kerongênio e associações de ouro (**Au**) e minerais de urânio (Minter *et al.*, 1990). Dentre os minerais de urânio, encontram-se a uraninita (**UO₂**), como mineral primário, brannerita ((**U⁴⁺**,**ETR,Th,Ca**) (**Ti,Fe³⁺,Nb**)₂ (**O,OH**)₆)-((**Th,U,Ca**)**Ti₂(O,OH)**)₆), (mineral contendo altos teores de Ti e U formado em zonas cataclásticas a partir de reações de uraninita e rutilo) e coffinita (**U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x}**), como minerais secundários (Minter *et al.* 1990). Segundo Villaça & Moura (1985), também estão presentes grãos de xenotima (minério de ETR e Y). Grãos de zircão de 30 a 100 µm, onde o grau de arredondamento cresce com o tamanho dos grãos, e rutilo, em forma de agregados minerais, foram também descritos por Villaça & Moura (1985).

Minter *et al.* (1990) realizaram análises de rocha total em amostras mineralizadas da Formação Moeda, onde os resultados apresentaram 658 ppm de **As**, 339 ppm de **Cr**, 79 ppm de **U**, 56 ppm de **Th**, 20 ppm de **Sr**, 7,6 ppm de **Au** e 4,1 ppm de **Ag**. Análises de microsonda eletrônica realizadas em grãos de ouro individuais, indicaram 12% de **Ag** e 2% de **Hg** em sua composição (Minter *et al.* 1990).

Segundo Villaça & Moura (1985), as porções com maiores teores de ouro (≥ 15 ppm) estão geralmente associadas com anomalias radioativas positivas, indicando presença de altos teores de minerais de urânio (≥ 1000 ppm). Esta mineralização se encontra, predominantemente, na matriz piritosa e/ou carbonosa de elevada maturidade textural dos metaconglomerados basais, mais especificamente, nas Unidades I e II (Villaça & Moura 1985). Além disso, Minter *et al.* (1990), descrevem grãos de ouro, de até 20µm de diâmetro, inclusos em piritas arredondadas que estão concentradas nas porções basais e em topos dos níveis metaconglomeráticos da Formação Moeda. Segundo Villaça & Moura (1985), os grãos de ouro não são visíveis a olho nu, ao contrário de grãos de uraninita, que se apresentam arredondados e, geralmente, associados a matéria orgânica.

Madureira, R. S., 2017. Petrografia e Caracterização Mineralógica das Unidades Portadoras.....

3 - REVISÃO DO CONHECIMENTO SOBRE MINERALIZAÇÕES DE OURO E URÂNIO EM METAGONCLOMERADOS

3.1 – DEFINIÇÕES

A mineralização de ouro e urânio encontrada nas rochas da Formação Moeda e em outras localidades que serão descritas neste capítulo, é definida por Dahlkamp (1991) como depósito do tipo *quartz-pebble conglomerate*, conhecido também como depósito de *placer*. Este tipo de depósito, comumente de idades arqueanas a paleoproterozóicas, consiste basicamente em metaconglomerados oligomíticos com seixos quartzosos de matriz piritosa e intercalações de sequências siliciclásticas compostas por quartzitos e argilitos (Dahlkamp 1991, International Atomic Energy Agency 2009). A mineralização de ouro e urânio se concentra nos níveis metaconglomeráticos, associada a outros metais pesados de origem detrítica (Dahlkamp 1991). De acordo com International Atomic Energy Agency (2009), este tipo de litologia ocorre tipicamente como unidade basal em ambiente fluvial ou deltáico com sistema de rio entrelaçados. A fonte de urânio é definida, na maioria dos casos, como rochas graníticas de idade arqueana (Dahlkamp 1991). Já para os outros metais, acredita-se que a fonte tenha sido granitos e sequências do tipo *greenstone belt* (Dahlkamp 1991).

A mineralogia típica de depósitos de ouro e urânio do tipo *quartz-pebble conglomerate* consiste, basicamente, em ouro nativo (**Au**), uraninita (**UO₂**), uranotorita (**(Th,U)SiO₄**), brannerita (**(U⁴⁺,ETR,Th,Ca) (Ti,Fe³⁺,Nb)₂ (O,OH)₆-((Th,U,Ca)Ti₂(O,OH)₆**), coffinita (**(U⁴⁺,Th) (SiO₄)_{1-x} (OH)_{4x}**), além de querogênio e uma grande variedade de minerais pesados detríticos, incluindo óxidos e sulfetos (Dahlkamp 1991, International Atomic Energy Agency 2009).

Segundo International Atomic Energy Agency (2009), devido ao alto grau de instabilidade da uraninita em ambiente oxidante, o transporte e acumulação desse mineral apenas foi possível considerando que a atmosfera era deficiente em oxigênio, condição paleoambiental que possibilitou a preservação de grãos de uraninita após longas distâncias de transporte físico. Em contrapartida, os minerais de origem autigênica, como brannerita, coffinita, parte dos grãos de rutilo e de pirita presente nesses depósitos, foram gerados em processos diagenéticos pós-sedimentares, resultando assim, na formação de depósitos do tipo *placer* modificado (International Atomic Energy Agency 2009).

3.2 – DISTRIBUIÇÃO MUNDIAL

Depósitos do tipo *quartz-pebble conglomerate* ocorrem em 71 diferentes localidades em países como Austrália, Canadá, Índia, África do Sul, Brasil, entre outros (International Atomic Energy Agency 2009). Dentre essas ocorrências, os depósitos da África do Sul (Supergrupo Witwatersrand e Formação Black Reef), Brasil (Grupo Jacobina) e Canadá (Grupo Elliot Lake) serão descritos detalhadamente neste capítulo, a fim de comparar com os dados da Formação Moeda observados na literatura e obtidos neste trabalho. As características de mineralizações de Au e U dos depósitos a serem descritos se encontram sumarizadas na tabela 3.

Tabela 3. Principais características das mineralizações de Au e U dos depósitos do tipo *quartz-pebble-conglomerate*, Witwatersrand, Black Reef, Jacobina e Elliot Lake (Bennet *et al.* 1991, Kositsin & Krapez 2004, Ono & Fayek 2011, Depiné *et al.* 2012, Agangi *et al.* 2015, Teles *et al.* 2015, Fuchs *et al.* 2016).

Nome do depósito	Localidade	Idade	Mineralização de Au	Mineralização de U
Witwatersrand	África do Sul	Meso-arqueano (2,9 Ga)	grãos de ouro livres, inclusões e preenchimento de fraturas em piratas detríticas	uraninita detrítica e brannerita secundária livres na matriz
Black Reef	África do Sul	Neo-arqueano (2,59 Ga)	grãos de ouro como inclusões e preenchimento de fraturas em piratas detríticas	uraninita detrítica e minerais secundários de U (brannerita e coffinita) livres na matriz
Jacobina	Brasil	Paleo-arqueano (3,2 Ga)	pequenos flocos irregulares, grãos arredondados e grãos contendo recristalização de pirita ao seu entorno (grande maioria associado a grãos de pirita)	cristais de uraninita inclusos em piratas euédricas epigenética
Elliot Lake	Canadá	Neo-arqueano (2,45 Ga)	-	uraninita detrítica associado à pirita, uranotorita detrítica e epigenética, brannerita associado a rutilo

Segundo a International Atomic Energy Agency (2009), existem dois subtipos de depósitos uraníferos do tipo *quartz-pebble conglomerate*, sendo eles, monometálico (predominância de urânio com altas concentrações de ETR), e polimetálico (contendo

quantidades econômicas de Au e U associados onde o ouro pode apresentar-se dominante). Segundo esse autor, exemplo de depósito monometálico é o de Elliot Lake (Canadá). Os depósitos de Witwatersrand (África do Sul), Black Reef (África do Sul), Jacobina (Brasil) e Formação Moeda (Brasil), são todos do tipo polimetálico.

3.2.1 – Depósito de Witwatersrand

O depósito de Witwatersrand está localizado na África do Sul e é classificado como do tipo *placer* modificado, composto por rochas metassedimentares mineralizadas em Au e U associado a grãos de pirita e matéria orgânica (pirobetume), compreendendo assim, o Supergrupo Witwatersrand (Depiné *et al.* 2013). Este depósito hospeda as maiores concentrações de ouro em escala mundial e, ao mesmo tempo, representa a maior reserva de urânio do mundo ($>1.350\text{kt U}_3\text{O}_8$, Depiné *et al.* 2013). Apenas em 100 anos, este depósito foi responsável por mais de 35% de toda a produção aurífera mundial até o século XX, e pela produção de mais de 150.000 toneladas de urânio (Robb & Meyer 1995).

O Supergrupo Witwatersrand, datado do Meso ao Neoarqueano, é subdividido em dois grupos de rochas metassedimentares de ambiente fluvio a fluvio-deltáico, West Rand e Central Rand (Robb & Meyer 1995). A mineralização de Au e U ocorre em ambos os grupos, apresentando maiores concentrações nas porções superiores do Grupo Central Rand (Robb & Meyer 1995).

A deposição dos sedimentos que deram origem as rochas do Supergrupo Witwatersrand ocorreu de forma progressiva ao longo de cerca de 500 Ma, resultando em uma camada rochosa de mais de 7 km de espessura, que se estende por uma área aproximada de 52 mil km^2 sobre a porção central do Craton Kaapvaal (Beukes & Cairncross 1991, Robb & Meyer 1995).

A estratigrafia local (Figura 8) se inicia na base, pelas rochas do embasamento arqueano do Craton Kaapvaal (3,25-3,22 Ga, Armstrong *et al.* 1990), constituído por gnaisses do tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) associado a rochas supracrustais metavulcanosedimentares (Lowe 1994). Sobreposta ao embasamento, está presente uma unidade litoestratigráfica com cerca de 2 km de espessura, constituída por sequências intercaladas de rochas metavulcânicas e metassedimentares ricas em uraninita do Grupo Dominion (3.074 ± 6 Ma, Armstrong *et al.* 1990, Depiné *et al.* 2013). Logo acima, encontra-se o Supergrupo Witwatersrand, que será melhor descrito ainda neste item, em contato com as rochas do Grupo

Dominion, ou em contato direto com o embasamento cristalino (Depiné *et al.* 2013). Já na porção superior, o Supergrupo Witwatersrand é delimitado por sequências de rochas de origem vulcânica e metassedimentares do Supergrupo Ventersdorp (Robb & Meyer 1995).

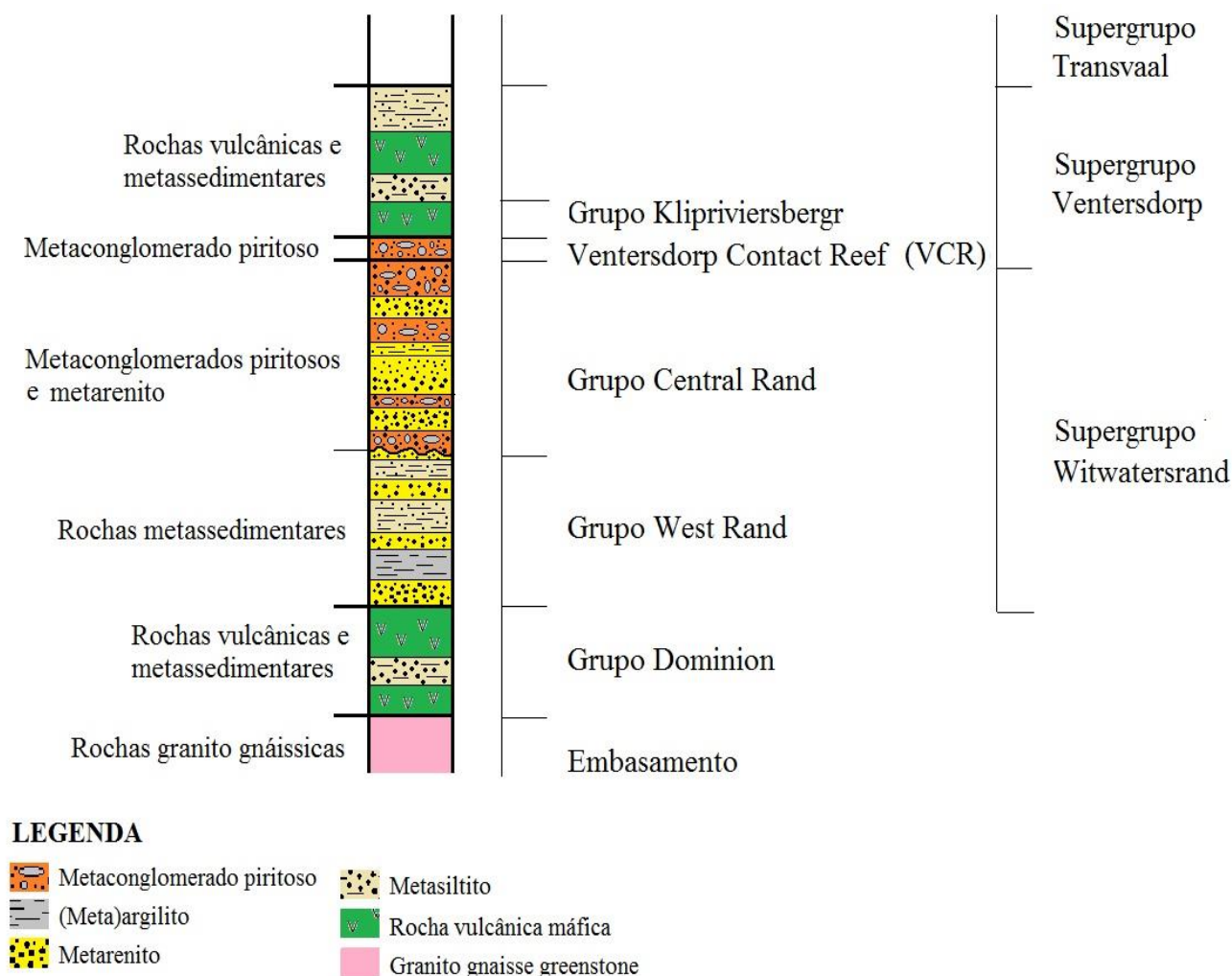


Figura 8. Coluna estratigráfica esquemática do depósito de Witwatersrand, contendo a unidade com maiores teores de Au e U, Ventersdorp Contact Reef (VCR) (modificado de Philips & Powell, 2015).

O Supergrupo Witwatersrand é constituído pelo Grupo West Rand, na base, e pelo Grupo Central Rand, no topo. O Grupo West Rand é constituído por uma camada de rochas metassedimentares de aproximadamente 5 km de espessura sobrepostas às rochas do Grupo Dominion, ou assentadas diretamente sobre o embasamento cristalino (Agangi *et al.* 2015). Composicionalmente, o Grupo West Rand (2985 ± 14 Ma, Armstrong *et al.* 1990, Kositsin & Krapez 2004) é representado por camadas de (meta)arenitos, (meta)siltitos e (meta)argilitos gerados em ambiente marinho raso e, com menor importância sedimentológica, em ambiente

fluvio-deltáico (Frimmel *et al.* 2005). Os sedimentos que deram origem ao Grupo West Rand foram depositados durante a fase de subsidência tectônica da paleobacia sedimentar local, conhecida como bacia de Witwatersrand (Frimmel *et al.* 2005).

O Grupo Central Rand (2902 ± 13 Ma, Kositsin & Krapez 2004) se encontra sobreposto, em contato discordante, às rochas do Grupo West Rand, e é representado por uma camada de aproximadamente 2,8Km de espessura de (meta)arenitos e (meta)conglomerados piritosos com clastos de quartzo (Robb & Meyer 1995). Essas rochas foram geradas em ambiente fluvio-deltáico com sedimentação em bacia de antepaís ou em região de retroarco (Robb & Meyer 1995, Kositsin & Krapez 2004). As camadas mineralizadas em Au e U se restringem, basicamente, aos níveis (meta)conglomeráticos deste grupo, e ocorrem sob a forma de paleocanais bem escavados com acúmulo de clastos e barras cascalhosas (Robb & Meyer 1995).

O Supergrupo Ventersdorp (2,78 a 2,71 Ga), composto por intercalações de rochas metavulcânicas e metassedimentares, se sobrepõe em contato discordante às rochas do Supergrupo Witwatersrand (Robb & Meyer 1995). O limite entre esses dois supergrupos é marcado pelo Ventersdorp Contact Reef (VCR), camada de rochas (meta)conglomeráticas de origem fluvial contendo um dos maiores teores de Au do depósito de Witwatersrand, variando de 5-12 g/t (Frimmel 2005).

A camada Ventersdorp Contact Reef (VCR) apresenta espessuras menores que 2,5 m e é constituída por (meta)conglomerados piritosos suportados por clastos centimétricos de veios de quartzo e de rochas máficas silicificadas (Agangi *et al.* 2015). A matriz é composta, basicamente, por quartzo, pirita, rutilo, muscovita, ilmenita-pirofilita, monazita, apatita e clinocloro (Agangi *et al.* 2015). Quartzo secundário, clorita e muscovita são encontrados em porções intersticiais e tiveram origem durante o metamorfismo de fácies xisto verde atuante na região (Phillips *et al.* 1990). A VCR apresenta sucessivas superfícies de descontinuidades que marcam os pulsos de deposição de sedimentos em paleocanais típicos de ambiente fluvial meandrante (Agangi *et al.* 2015). Sobreposta a camada VCR, estão presentes as rochas máficas do Grupo Klipriviersberg, provenientes do fluxo de lava subaérea (Agangi *et al.* 2015).

A deposição dos sedimentos que deram origem aos litotipos supracitados foi controlada pela evolução tectônica do Craton Kaapvaal, responsável pelo desenvolvimento da bacia sedimentar de Witwatersrand (Phillips & Law 2000). Ainda segundo esses autores, o primeiro estágio de deposição de rochas nesta bacia é representado pelas sucessões de rochas metavulcanosedimentares do Grupo Dominion. Após um hiato de aproximadamente 100 Ma, é que

se iniciou a deposição dos sedimentos que deram origem as rochas mineralizadas do Supergrupo Witwatersrand, sobreposto pelos supergrupos Ventersdorp e Transvaal (Phillips & Law 2000).

As rochas dos supergrupos Witwatersrand e Ventersdorp foram submetidas a dois eventos metamórficos (Stevens *et al.* 1997). O primeiro se trata de um metamorfismo termal causado pelas intrusões ígneas do Complexo de Bushveld (2,05-2,06 Ga, Stevens *et al.* 1997). Este evento resultou na formação de associação mineral contendo clorita, muscovita, pirofilita e cloritóides em condições máximas de metamorfismo atingindo 350°C e 2,5kbar (Law & Phillips 2005). Já o segundo evento, consistiu em metamorfismo de impacto gerado em resposta a colisão do meteorito de Vredefort (2.023 ± 4 Ma, Kamo *et al.* 1996), causando assim uma grande depressão circular no centro da bacia sedimentar de Witwatersrand (Grieve *et al.* 1990). Este evento registrou condições de temperatura e pressão mais elevadas, atingindo grau metamórfico superior a fácies xisto-verde (Zartman & Frimmel 1999).

Segundo Robb & Meyer (1995), as altas concentrações de Au e U das rochas do Supergrupo Witwatersrand aparentam ter sido um resultado de quatro distintos estágios paragenéticos, onde o primeiro estágio é representado por processos deposicionais de origem detrítica, seguido pelos outros três estágios responsáveis pela remobilização de elementos e formação de minerais autigênicos.

Inicialmente, ocorreu a concentração de minerais pesados controlada por processos sedimentológicos, originando assim, os depósitos do tipo *placer* na base do Grupo Central Rand (Robb & Meyer 1995). Os altos teores de Au e U se formaram em depósitos de granulometria grossa de fundo de paleocanais (Robb & Meyer 1995). Dentre os minerais detríticos pesados, estão inclusos o ouro, uraninita, pirita, zircão, cromita e outros minerais de menor importância econômica (Robb & Meyer 1995).

As camadas sedimentares depositadas na primeira fase, foram então recobertas por sedimentos e material vulcânico que originaram os Supergrupos Ventersdorp e Transvaal (Robb & Meyer 1995). Isto resultou em soterramento progressivo das camadas mineralizadas em ouro nativo e uraninita detríticas e, conseqüentemente, remobilização de alguns elementos, como Au e U (Robb & Meyer 1995).

A remobilização de elementos ocorreu em três distintos estágios de formação de minerais autigênicos com percolação de fluidos (Robb & Meyer 1995).

O primeiro estágio, datado de 2,5 Ga, ocorreu juntamente com a deposição das porções basais do Supergrupo Transvaal, responsável pela formação de grande quantidade de grãos de piritas autigênicas (Robb & Meyer 1995). Neste estágio, a percolação de fluidos controlou a remobilização de As, Ni e Co, pois as piritas autigênicas formadas apresentam tais elementos em sua composição em porcentagens em peso maiores que 1% (Agangi *et al.* 2013).

O segundo estágio, datado de 2,3Ga, é contemporâneo a deposição das rochas pertencentes às porções superiores do Supergrupo Transvaal. Este estágio é representado pela catagênese de material orgânico, mobilização de fluidos carbônicos e fixação radiogênica de hidrocarbonetos de forma a gerar complexos de íons de Au e U e betumes em formato nodular envolvendo os grãos de uraninita (Robb & Meyer 1995).

O terceiro estágio é representado pela percolação de fluidos hidrotermais através das rochas da bacia de Witwatersrand, responsáveis pela gênese de uma grande variedade de sulfetos autigênicos tardios e pela remobilização de parte do Au nativo, Cu, Zn e Pb (Robb & Meyer 1995, Agangi *et al.* 2013). Este estágio está relacionado aos dois eventos metamórficos atuantes na região, metamorfismo termal e de impacto (Robb & Meyer 1995). Grande parte do ouro remobilizado neste estágio, aparenta ter sido reprecipitado junto a grãos de pirita ou associados ao betume gerado no estágio anterior (Robb & Meyer 1995).

Durante os estágios tardi-deposicionais, as condições dos fluidos mineralizantes apresentaram baixa competência de solubilidade para o ouro e urânio, no entanto, os mecanismos de reprecipitação foram muito expressivos (Robb & Meyer 1995). Desta forma, a redistribuição de Au e U ocorreu basicamente *in situ*, resultando em uma superposição de mineralização detrítica e mineralização secundária autigênica (Robb & Meyer 1995).

Analisando morfologicamente os grãos de pirita presentes nas rochas do Supergrupo Witwatersrand, Agangi *et al.* (2015) descrevem quatro tipos de pirita, com base no hábito e quantidade de inclusões ou poros. Os tipos de pirita descritos são: 1) grãos anédricos (arredondado a angular), maciços (poucos poros e inclusões), com dimensões menores que 2 mm de diâmetro; 2) grãos anédricos ricos em inclusões e dimensões maiores que 5 mm de diâmetro; 3) grãos euédricos e sem inclusões, que podem também ter sido formados por sobrecrecimento de grãos arredondados de pirita; e 4) grãos de pirita milimétricos com laminação concêntrica.

Os grãos de pirita maciços e arredondados do tipo 1 são interpretados como de origem

detrítica (MacLean & Fleet 1989). Mapas de elementos traços mostram texturas de sobrecrecimento de pirita euédrica, invisíveis no microscópio óptico, ao longo das bordas de grãos de pirita do tipo 1 (Frimmel 2005, Agangi *et al.* 2013).

As piritas do tipo 2, são caracterizadas pela abundância de inclusões minerais que consistem basicamente em muscovita, clorita, quartzo, apatita, monazita, óxido de Ti (anatásio e rutilo) e galena distribuídos de forma semi homogênea, o que condiciona uma aparência esponjosa para os grãos de pirita do tipo 2 (Agangi *et al.* 2015). Alguns grãos apresentam porções maciças, possivelmente, devido a inclusões de pirita detrítica durante sua gênese (Agangi *et al.* 2015). Os grãos de pirita do tipo 2 são interpretados como de origem detrítica (Agangi *et al.* 2015).

As piritas do tipo 1 e 2 apresentam inclusões de minerais de origem secundária, incluindo sulfetos, quartzo e clorita (Agangi *et al.* 2015).

Os grãos de pirita maciços e euédricos do tipo 3 são interpretados como de origem pós-deposicional (Agangi *et al.* 2015). As piritas deste tipo são encontradas como sobrecrecimento em grãos de pirita do tipo 2 e em grãos de pirita do tipo 4, que serão descritas ainda neste item (Agangi *et al.* 2015). As piritas do tipo 3 também ocorrem em pequenos veios, ou ainda como preenchimentos de cavidades presentes em alguns grãos do tipo 2 (Agangi *et al.* 2015). Segundo Agangi *et al.* (2015), as piritas do tipo 3 foram formadas durante o evento de metamorfismo termal, responsável pela recristalização de piritas em forma de veios e lentes associadas a sulfetos (calcopirita primária, esfalerita e galena).

As piritas do tipo 4 são caracterizadas pela presença de laminação concêntrica, contendo alternância de lâminas micrométricas e porções não laminadas, além de elementos traços como Sb, Tl, Pb, Mn, Mo, Cu, Au e Ag em sua composição (Agangi *et al.* 2015). Calcoripira foi encontrada entre as laminações e em fraturas, aparentando se tratar de preenchimento secundário de poros e espaços interlaminares (Agangi *et al.* 2015). Ainda segundo esses autores, alguns desses grãos apresentam fraturas angulares, indicando retrabalhamento por transporte mecânico sedimentar, sendo assim, considerados como de origem detrítica. Em alguns outros grãos, a laminação concêntrica se encontra ao redor de núcleos não laminados de piritas maciças do tipo 1 (Agangi *et al.* 2015).

Acredita-se que a laminação encontrada nas piritas do tipo 4 foram geradas em condições de temperatura superiores a 400°C, possibilitando assim, a deformação plástica

desses grãos em contraste com as deformações rúpteis observadas nos grãos de pirita dos tipos 1, 2 e 3 (Agangi *et al.* 2015). Como o pico metamórfico atuante na bacia de Witwatersrand foi de 350°C, o trabalho de Agangi *et al.* (2015) sugerem que os grãos de pirita do tipo 4 foram deformados anteriormente ao estágio de litificação das rochas em que estão presentes. Além disso, Agangi *et al.* (2015) afirmam que os grãos de pirita de laminação concêntrica foram formados em ambiente de sedimentação deficiente em oxigênio.

Os grãos de ouro se apresentam em formato anédrico, com cerca de 100 µm de diâmetro na maioria das vezes (Agangi *et al.* 2015). Esses grãos podem se apresentar dispersos em meio a matriz, em forma de inclusões alojadas em fraturas de piritas maciças do tipo 1, e ainda como preenchimento de fraturas e poros de origem secundária de grãos de pirita do tipo 2 (Agangi *et al.* 2015).

Segundo Agangi *et al.* (2013), a presença de grãos de ouro de dimensões micrométricas incluídas em piritas do tipo 1 e 2 e 4, sugere que este metal nativo foi parcialmente introduzido no sistema durante o estágio de deposição das rochas metassedimentares do depósito de Witwatersrand, gerando assim, camadas mineralizadas com cerca de 6,4 ppm de ouro em sua composição.

Os minerais uraníferos contidos nas rochas do depósito de Witwatersrand são uraninita (UO₂), brannerita (mineral secundário de U e Ti) e leucóxênio (produto de alteração de minerais de titânio com grande quantidade de U por adsorção) (Frimmel 2005, Depiné *et al.* 2013).

Os grãos de uraninita são interpretados como de origem detrítica, ocorrendo em formatos anédricos, arredondados e subarredondados, com diâmetro modal de 0,1 mm (Depiné *et al.* 2013). Muitos dos grãos subarredondados de uraninita apresentam-se envoltos por matéria orgânica (pirobetume), indicando que esses grãos, muitas vezes fraturados, são mais antigos e, provavelmente, foram envoltos por matéria orgânica durante os processos sedimentológicos de transporte mecânico (England *et al.* 2002, Depiné *et al.* 2013).

Segundo Buck & Minter (1985), o transporte mecânico dos grãos de uraninita foi responsável pela formação de fragmentos anédricos desse mineral, que foram então depositados em ambiente fluvio-deltáico.

Como os grãos de uraninita não são estáveis sob atmosfera rica em oxigênio, a expressiva presença destes grãos nos depósitos do Supergrupo Witwatersrand indica que tais rochas foram geradas em ambiente deficiente em oxigênio, preservando assim, os grãos

detríticos de uraninita (Frimmel 2005). Tal fato contribui para a afirmação de que o depósito de Witwatersrand é um modelo de deposição do tipo *paleoplacer* sob condições de baixíssimas concentrações de oxigênio (Frimmel 2005, Depiné *et al.* 2013).

A presença de grãos de brannerita e leucoxênio, com grandes concentrações de urânio, indica a ocorrência de remobilização de U, que contribuiu para a formação dessas fases minerais que são ricas em U-Ti (Depiné *et al.* 2013).

Por fim, a matéria orgânica (pirobetume) se apresenta em três outras formas além das citadas anteriormente, sendo elas: concentrações entre os planos estratigráficos se restringindo aos depósitos de baixa energia de ambiente distal; em formato esférico em nódulos de textura vítrea, associado a veios de quartzo e disperso em meio a matriz (Hallbauer 1986, Depiné *et al.* 2013, Agangi *et al.* 2015).

3.2.2 – Depósito de Black Reef

O depósito de Black Reef é constituído por rochas siliciclásticas que hospedam erráticas concentrações de ouro e urânio, onde a formação mineralizada recebe o mesmo nome do depósito, Formação Black Reef (Fuchs *et al.* 2016). Esta unidade, datada de 2,59 Ga, representa a porção basal do Supergrupo Transvaal, situado na África do Sul (Fuchs *et al.* 2016). Este supergrupo se sobrepõe as porções norte e oeste do Craton Kaapvaal constituído por rochas granítica-*greenstone belt* (Barton & Hallbauer 1996, Fuchs *et al.* 2016). Estratigraficamente, o Supergrupo Transvaal se situa sobreposto às rochas félsicas vulcanosedimentares do Supergrupo Ventersdorp (2,7 Ga) e sobre a sucessão de rochas metassedimentares do Supergrupo Witwatersrand (Fuchs *et al.* 2016). Já na porção superior, estão presentes as rochas sedimentares químicas do Grupo Chunspoort, com idade de 2,58 Ga (Fuchs *et al.* 2016). Todas essas datações foram realizadas em zircões detríticos, através do método U-Pb (Armstrong *et al.* 1991, Martin *et al.* 1998, Fuchs *et al.* 2016).

As rochas que compõem a Formação Black Reef são, basicamente, meta quartzo arenitos, metasiltitos, folhelhos ricos em material carbonoso e metaconglomerados com seixos de quartzo dispersos (Frey *et al.* 1991). Tais rochas foram afetadas por um metamorfismo regional de baixo grau, influenciado pelo soerguimento do Complexo Ígneo de Bushveld (2,06 Ga) e pelo impacto de Vredefort (2,02Ga) (Robb & Meyer 1995). Em geral, os metaconglomerados hospedam distintas concentrações de ouro e urânio, variando entre teores

economicamente explotáveis a rochas estéreis (Fuchs *et al.* 2016). Associado às porções metaconglomeráticas, são encontrados também uma grande variedade de minerais, como pirita (**FeS₂**), cromita (**Fe²⁺Cr²⁺O₄**), zircão (**Zr(SiO₄)**), rutilo (**TiO₂**), calcopirita (**CuFeS₂**), arsenopirita (**FeAsS**), gersdorffita (**NiAsS**), cobaltita (**CoAsS**), pirrotita (**Fe₇S₈**), galena (**PbS**), esfalerita (**ZnS**), brannerita (mineral secundário de U e Ti ((**U, Ca, Ce**)(**Ti, Fe**)₂O₆)), monazita ((**Ce,Nd,Y,Dy,Sm,Nd,Th**)(**PO₄**)), além do próprio ouro nativo (**Au**) e uraninita (**UO₂**) (Fuchs *et al.* 2016).

O ambiente de deposição dos sedimentos que deram origem as rochas da Formação Black Reef é interpretado, por Fuchs *et al.* (2016), como paleobacia sedimentar. Na porção norte e leste desta paleobacia, são encontradas espessuras centimétricas de rochas metaconglomeráticas auríferas e uraníferas, pertencente a Formação Black Reef (Fuchs *et al.* 2016). Já nas duas sub-bacias da região, denominadas de East Rand e West Rand, estão presentes camadas de espessuras métricas deste metaconglomerado mineralizado (Fuchs *et al.* 2016). O tamanho, proporção e distribuição dos seixos de quartzo, variam consideravelmente nas diferentes localidades onde afloram as rochas desta formação, assim como os teores de mineralizações de ouro e urânio (Fuchs *et al.* 2016). As prováveis fontes de sedimentos que deram origem a essas rochas, são interpretadas por Barton & Hallbauer (1996), como provenientes do norte, nordeste e oeste da paleobacia, onde o fluxo de paleocorrente foi controlado por paleocanais e paleovales.

Segundo Barton & Hallbauer (1996) e Obbes (2000), o ambiente deposicional onde se originaram as rochas da Formação Black Reef, foi inicialmente dominado por um regime fluvial, seguido por um regime marinho raso. Essa mudança paleoambiental foi causada por eventos de transgressão marinha. Por sua vez, essas transgressões foram responsáveis pela deposição de folhelhos de coloração escura, pertencentes ao grupo superposto, Grupo Chunisporrt, gradando verticalmente para sequências dolomíticas, cherts, rochas calcáreas e formação ferrífera (Eriksson & Reczko 1995, Barton & Hallbauer 1996).

Nas sub-bacias East Rand e West Rand, localmente caracterizadas por concentrações econômicas de ouro, a proveniência dos sedimentos é sugerida por Barton & Hallbauer (1996), como resultado da profunda erosão da superfície topográfica devido a paleo canais incisivos nas rochas dos supergrupos Witwatersrand e Ventersdorp.

Na região da sub-bacia East Rand, Robb & Meyer (1995) e Barton & Hallbauer (1996), dividem a Formação Black Reef em três fácies, sobrepondo-se as rochas do Supergrupo

Witwatersrand (Figura 9). Essas fácies consistem em alternância de quartzitos e metaconglomerados auríferos sulfetados, intercalados com folhelhos (Robb & Meyer 1995, Barton & Hallbauer 1996). Na porção basal, foi observada a Fácies Channel, originada em paleoambiente fluvial, caracterizando-se pela presença de metaconglomerados de matriz quartzosa escura e granulação média a grossa, com seixos de quartzo e de rochas metassedimentares do Supergrupo Witwatersrand, além disso, também estão presentes folhelhos ricos em matéria orgânica (Robb & Meyer 1995, Barton & Hallbauer 1996). A fácies intermediária, denominada Blanket unidade basal, é composta por quartzito de granulação média, com granodecrescência ascendente e veios ricos em pirita (Robb & Meyer 1995, Barton & Hallbauer 1996). Ainda segundo esses autores, a fácies de topo, denominada Fácies Blanket unidade Pyrita Leader, é caracterizada pela elevada concentração de pirita, que pode representar até 80% do volume total da rocha.

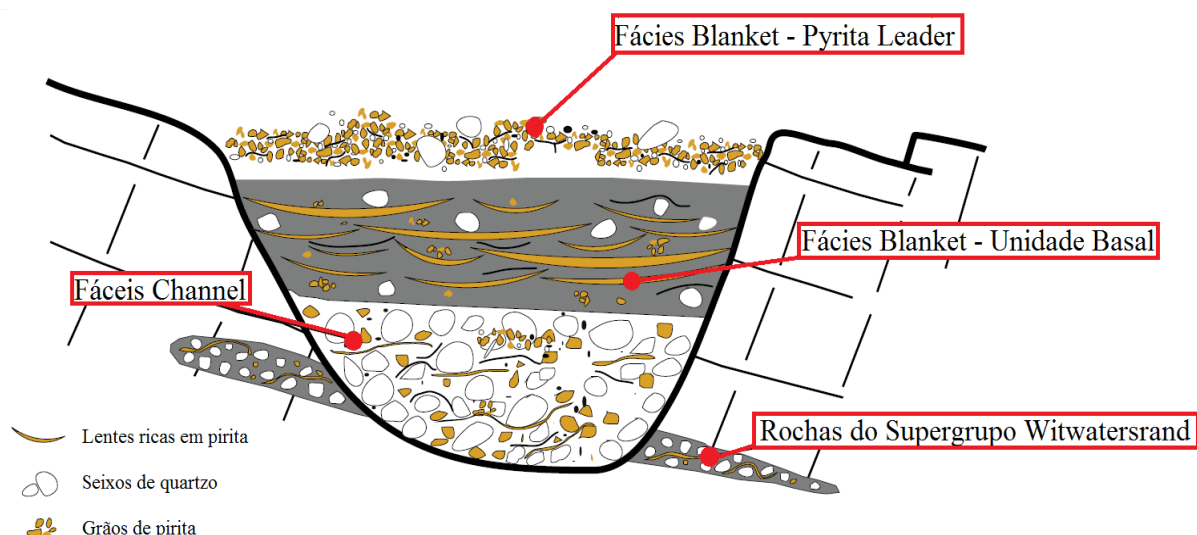


Figura 9. Seção transversal esquemática das fácies constituintes da Formação Black Reef, que cortam as rochas do topo do Supergrupo Witwatersrand na sub-bacia East Rand (modificado de Fuchs *et al.* 2016).

Segundo Fuchs *et al.* (2016), os grãos de pirita apresentam-se em três tipos diferentes, com base em sua morfologia e composição química, o que indica, no mínimo, três distintos processos de formação desse mineral.

O primeiro tipo é o grupo das piritas detríticas compactas, onde os grãos são de esfericidade alta e bem arredondados, podendo apresentar fraturas. Neste tipo, as piritas não apresentam poros e, geralmente, não possuem inclusões, apesar de serem observados raros

grãos com inclusões de calcopirita e pirita (Fuchs *et al.* 2016). Este é o tipo de pirita mais abundante nas rochas da Formação Black Reef (Fuchs *et al.* 2016).

O segundo tipo, agrupa os grãos arredondados de piritas detríticas porosas e muito fraturadas, interpretadas como sin-sedimentar ou piritas retrabalhadas (Barton & Hallbauer 1996, Fuchs *et al.* 2016). Os maiores grãos de pirita pertencem a este segundo grupo, podendo ser observados grãos de até 7 mm de diâmetro (Fuchs *et al.* 2016). Ainda segundo esses autores, os poros menores se apresentam, geralmente, preenchidos por sericita e quartzo. Já os poros maiores e as fraturas estão preenchidos por esfalerita, calcopirita e inclusões de ouro (Fuchs *et al.* 2016).

O terceiro tipo de pirita, é interpretada como piritas epigenéticas, geradas em processos de recristalização devido a percolação de fluidos hidrotermais (Fuchs *et al.* 2016). Trata-se do tipo menos abundante nas rochas da Formação Black Reef, ocorrendo como sobrecrecimento em grãos de pirita pré-existentes e também como grãos euédricos isolados, que raramente atingem mais de 15 µm de diâmetro (Bartn & Hallbauer 1996, Fuchs *et al.* 2016).

Os grãos de ouro nativo, concentrados nas porções metaconglomeráticas da Formação Black Reef, apresentam formatos irregulares (Fuchs *et al.* 2016). Segundo Fuchs *et al.* (2016), aproximadamente 76% dos grãos de ouro presentes nesta formação se apresentam associados aos grãos de pirita, onde uma significativa parte se encontra preenchendo os poros das piritas detríticas porosas (tipo 2), e outra parte, está presente nas fraturas das piritas detríticas compactas (tipo 1) e das piritas detríticas porosas (tipo 2). Com base nessas evidências, Fuchs *et al.* (2016) interpretam os grãos de ouro como de origem não detrítica. Também são observados material carbonoso e pirobetume contendo ouro nativo associado (Fuchs *et al.* 2016). A textura e presença de ouro nativo nos grãos de pirita e pirobetume, sugerem que ocorreu a precipitação desta mineralização a partir de fluidos hidrotermais (Fuchs *et al.* 2016).

A grande maioria dos minerais de urânio encontrados na Formação Black Reef é de uraninitas em formatos irregulares, mas em alguns casos, estão presentes minerais de urânio secundários de alteração, como brannerita (mineral contendo altos teores de Ti e U formado em zonas cataclásticas a partir de reações de uraninita e rutilo) e coffinita ($\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$), dispersos na matriz (Fuchs *et al.* 2016).

Fuchs *et al.* (2016) propõem que o ouro e urânio presentes na Formação Black Reef foram originados a partir de fluidos hidrotermais e, no caso do urânio em específico, os fluidos

eram ricos em hidrocarbonetos. De acordo com este modelo, o metamorfismo regional de baixo grau propiciou a circulação de fluidos hidrotermais e de hidrocarbonetos entre as rochas do Supergrupo Witwatersrand e a Formação Black Reef, com sentido de fluxo ascendente, criando assim, a porosidade necessária para a introdução de ouro e urânio nas rochas metaconglomeráticas litificadas da Formação Black Reef. O fluido hidrotermal concentrou o ouro eletroquimicamente nos grãos de pirita, a partir, principalmente, de reações de redução (Fuchs *et al.* 2016). Já a presença da uraninita, é interpretada por Fuchs *et al.* (2016), como resultado da redução de U^{+6} para U^{+4} , a partir de fluidos hidrotermais ricos em hidrocarbonetos, ou diretamente a partir de líquidos ricos em hidrocarbonetos por floculação e crescimento nanocristalino.

3.2.3 – Depósito de Jacobina

O depósito de Jacobina situa-se na região de Jacobina, porção central do estado da Bahia (Brasil). O nome da cidade foi também utilizado para denominar a sequência litoestratigráfica metassedimentar mineralizada da região, chamada de Grupo Jacobina. Nesta unidade, predominam quartzitos e metaconglomerados oligomíticos com seixos de quartzo, onde a matriz é, comumente, rica em piritas detríticas associadas a mineralizações de ouro e urânio (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015).

As rochas do Grupo Jacobina se situam na borda leste do Bloco Gavião (terreno de idade paleoarqueana do tipo TTG – tonalito-trondhjemitó-granodiorito – pertencente ao cráton São Francisco), próximo à zona de sutura que representa a colisão paleoproterozóica de segmentos crustais (Teles *et al.* 2015).

O Grupo Jacobina é constituído, basicamente, por metaconglomerados e quartzitos que somam cerca de 3,5 km de espessura (Teles *et al.* 2015). Segundo Teles *et al.* (2015), os sedimentos que deram origem as rochas do Grupo Jacobina foram depositados em um sistema de rift com orientação NNE-SSW, desenvolvido em terreno granito TTG-*greenstone* com rochas vulcânicas máficas no topo da sequência (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015). Esses sedimentos foram datados através de zircões detríticos pelo método U-Pb, como pertencentes ao Paleoarqueano (3,2 a 3,4 Ga) (Teles *et al.* 2015). Esta datação indica que a gênese das rochas do Grupo Jacobina ocorreu, obrigatoriamente, em um período pré Grande Evento de Oxigenação (>2,3 Ga), quando as condições atmosféricas ainda possibilitavam a preservação

das piritas detríticas também presentes nas rochas deste grupo.

A grande variedade de metaconglomerados e quartzitos constituintes do Grupo Jacobina se dá em função das variações de tamanho dos seixos, grau de arredondamento, cor dos seixos, teores de Au e minerais pesados, presença de sulfetos, composição da matriz, além do grau de maturidade textural (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015). Sendo assim, esse grupo foi dividido em três unidades litoestratigráficas sobrepostas ao embasamento cristalino. Seguindo da porção basal para o topo, tem-se a Formação Serra do Córrego, a Formação Rio do Ouro e a Formação Cruz das Almas (atualmente denominada Formação Serra da Paciência) (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015).

O embasamento da região é composto por rochas gnáissica-*greenstone* relacionadas ao Bloco Gavião (terreno de associações do tipo TTG de 3,0 a 3,4 Ga) e do *Greenstone Belt* Mundo Novo, representado por associações de rochas komatiíticas, basaltos toleíticos, rochas vulcanoclásticas e rochas sedimentares químicas exalativas de idade 3,2 a 3,4 Ga (Teles *et al.* 2015).

Em contato com o embasamento, tem-se a Formação Serra do Córrego, constituída por metaconglomerados oligomíticos, mineralizados em Au-U e pirita, gradando verticalmente para quartzitos de granulometria grossa no topo (Teles *et al.* 2015). Ambas as litologias apresentam alto grau de maturidade, compostas por quartzo e, ocasionalmente, sericita (Teles *et al.* 2015). Os metaconglomerados auríferos se encontram restritos a esta formação, possuindo geometrias tabulares e lenticulares em extensões quilométricas (Teles *et al.* 2015). O paleoambiente deposicional desta unidade é interpretado como sistema de rios entrelaçados de planícies aluviais, com direção de fluxo de leste para oeste, para dentro do rift (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015).

Sobrepondo-se à Formação Serra do Córrego, encontra-se a Formação Rio do Ouro, composta por quartzitos recristalizados de elevada maturidade textural e granulação média, originados em paleoambiente marinho dominado por marés (Scarpelli 1991, Teles *et al.* 2015). Tal interpretação foi baseada, entre outros fatores, na presença de estratificações cruzadas de pequeno porte do tipo espinha de peixe, estrutura sedimentar que caracteriza tal ambiente deposicional (Teles *et al.* 2015). Além disso, porções metaconglomeráticas descontínuas estão presentes na porção basal desta unidade, definindo assim, um contato gradacional com a Formação Serra do Córrego (Pearson *et al.* 2005). Já nas porções mais ao topo, estão presentes lentes metapelíticas ricas em material carbonoso (Teles *et al.* 2015).

A Formação Serra da Paciência, topo do Grupo Jacobina, é constituída por metaconglomerados imaturos na base, gradando verticalmente para quartzitos finos, metasiltitos e, mais ao topo, metapelitos ricos em manganês e ferro (Teles *et al.* 2015). O paleoambiente deposicional é interpretado como plataformaraso, dominado por tempestades (Scarpelli 1991). Sua porção mais ao topo é marcada pela presença de rochas vulcânicas máficas, além de formações ferríferas com bandas de chert (Scarpelli 1991).

Em suma, a sedimentação das rochas que deram origem ao Grupo Jacobina, apresentam granodecrescência ascendente. Segundo Teles *et al.* (2015), esta disposição sedimentar está relacionada a transição do paleoambiente aluvial típico das rochas da Formação Serra do Córrego, para um paleoambiente costeiro que deu origem as rochas da Formação Rio do Ouro e, por fim, para um sistema marinho raso, onde se formaram as rochas da Formação Serra da Paciência.

Em maior grau de detalhe, a Formação Serra do Córrego, unidade onde se restringem as mineralizações de ouro e urânio associados a pirritas, apresenta cerca de 35 km de extensão em planta (Scarpelli 1991). Os maiores teores de ouro são encontrados nas proximidades da cidade Itapicuru, região central da área ocupada por esta unidade, que corresponde ao centro de deposição sedimentar do paleoambiente de planície aluvial (Scarpelli 1991).

Esta formação foi dividida por Scarpelli (1991) em quatro zonas superpostas estratigraficamente, Zona Metaconglomerática basal, Zona Quartzítica intermediária, Zona Metaconglomerática superior e Zona Quartzítica superior (Figura 10). A variação composicional indica distintas áreas fontes, além de que a sedimentação foi influenciada pelas variações nos padrões de orientação dos paleocanais de sistema aluvial (Scarpelli 1991). As rochas desta formação ainda apresentam estratificações cruzada e tabular, onde as paleocorrentes medidas indicam transporte sedimentar, predominantemente, de leste para oeste (Teles *et al.* 2015).

A Zona Metaconglomerática basal é constituída por metaconglomerados oligomíticos, com matriz essencialmente quartzosa e seixos de quartzo (Scarpelli 1991). Tratam-se de rochas originadas sob condições de elevada energia, representando o período inicial de preenchimento da paleobacia em estágio rift (Scarpelli 1991). A seção inferior, denominada Basal Reef, é representada por uma camada rochosa de 4 metros de espessura e 300 metros de extensão, contendo cerca de 4,5g/t de Au (Scarpelli 1991). Sobrepondo-se a esta camada, existe uma seção composta por intercalações de duas camadas metaconglomeráticas estéreis com uma

camada de metaconglomerado mineralizado, com espessura média de 3 metros e teor de 5,7g/t de Au, denominada Main Reef (Scarpelli 1991).

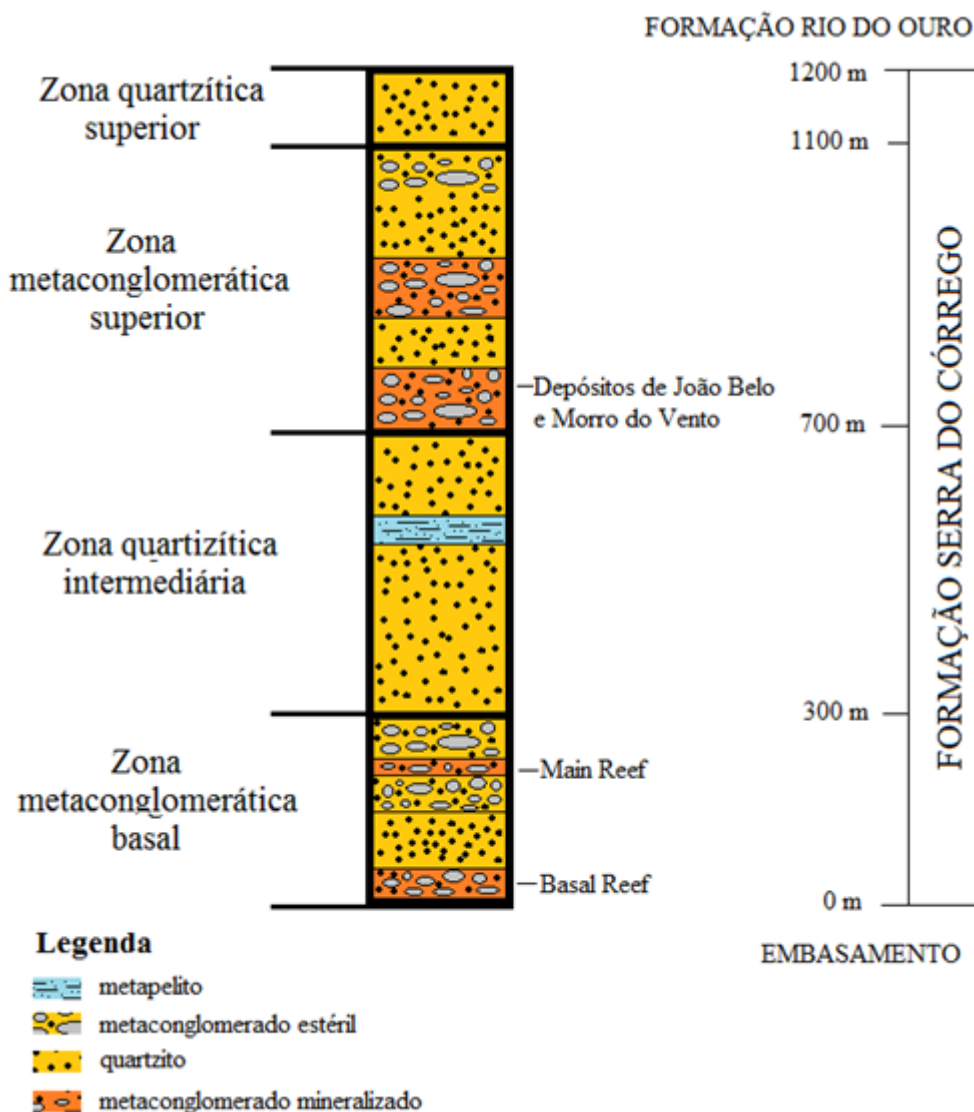


Figura 10. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Serra do Córrego, Grupo Jacobina, evidenciando as quatro zonas litoestratigráficas e as posições dos principais depósitos de Au e U associados (modificado de Scarpelli 1991).

A Zona Quartzítica intemediária, composta predominantemente por quartzo, apresenta cerca de 400 metros de espessura, além de uma fina camada de metapelite mais ao topo (Scarpelli 1991). As porções quartzíticas apresentam diferentes colorações, podendo ser branca, esverdeado ou avermelhado, dependendo da quantidade de fuchista (Cr-muscovita) e grau de oxidação (Scarpelli 1991). Esta porção não possui mineralizações de ouro (Teles *et al.* 2015).

A Zona Metaconglomerática superior é definida por várias camadas de metaconglomerados oligomíticos empilhadas e intercaladas às camadas quartzíticas, somando cerca de 400 metros de espessura (Scarpelli 1991). Esta zona também apresenta intercalações entre camadas metaconglomeráticas mineralizadas em Au e U e camadas estéreis (Scarpelli 1991). Ainda segundo este autor, importantes depósitos de ouro encontrados nesta zona são: o depósito de João Belo (2,8 g/t Au) e o depósito de Morro do Vento (4 a 6 g/t Au). Os metaconglomerados desta zona variam gradualmente para os quartzitos estéreis da Zona Quartzítica superior (Scarpelli 1991).

De forma geral, os quartzitos e a matriz dos metaconglomerados do Grupo Jacobina, apresentam em sua composição, além de quartzo e sericita, cristais de pirita, grãos de ouro nativo, hematita euédrica e anédrica disseminadas na rocha, fuchcita (Cr-muscovita) e cristais de rutilo detrítico bem arredondados e em formatos euédricos de origem hidrotermal. (Teles *et al.* 2015).

Análises de paleocorrentes e geoquímica de elementos traços, indicam duas distintas áreas fontes para os sedimentos que deram origem as rochas do Grupo Jacobina (Peucat *et al.* 2002). A primeira, seria a assembleia TTG do Bloco Gavião datado do Arqueano, e a segunda, correspondente a associação meta-vulcanosedimentar contendo rochas máficas-ultramáficas do *Greenstone Belt* Mundo Novo, também do Arqueano (Peucat *et al.* 2002, Barbosa & Sabaté 2004, Teles *et al.* 2015). Segundo Teles *et al.* (2015), são encontrados altos teores de Cr nas rochas do Grupo Jacobina, o que corrobora com a afirmação de que rochas máfica-ultramáficas constituíram uma das áreas fontes de sedimentos. Além disso, baseando-se na composição essencialmente quartzosa e evidências de recristalização e silicificação observadas nas rochas metassedimentares do Grupo Jacobina, Teles *et al.* (2015), afirmam que as rochas das áreas fontes foram fortemente alteradas por processos hidrotermais e/ou intemperismo químico em um período anterior ao preenchimento da bacia sedimentar. Teles *et al.* (2015) também sugerem que as rochas de ambas as áreas fontes ficaram expostas na superfície por um curto período (150 a 350 Ma) antes de serem transformadas em sedimentos, o que explica o baixo teor de contaminação das rochas siliciclásticas do Grupo Jacobina.

Gross (1968) sugere que as rochas do Grupo Jacobina foram geradas em um paleoambiente do tipo *placer*, onde grãos de ouro, uraninita e pirita foram acumulados mecanicamente, junto aos horizontes metaconglomeráticos com seixos de quartzo de origem aluvial. Além disso, afirma que parte da mineralização de Au e U foi introduzida na matriz dos

metaconglomerados a partir de processos hidrotermais, ocorridos durante períodos de atividades tectônicas.

Os cristais de pirita estão presentes em maior quantidade na matriz metaconglomerática do que nos quartzitos do Grupo Jacobina, podendo representar mais de 30% da composição da matriz (Teles *et al.* 2015). Como afirmam esses autores, os grãos de pirita podem ser separados em dois grandes tipos.

O primeiro grupo, consiste em piritas bem arredondadas, sin-deposicionais de origem detrítica, evidenciado pelo contorno da foliação da rocha bordeando os grãos deste sulfeto (Teles *et al.* 2015).

O segundo tipo de pirita, e mais comum nas rochas do Grupo Jacobina, é interpretado como pós-sedimentar, caracterizadas por cristais euédricos a subédricos, porosidade reduzida e presença de inclusões de calcopirita, pirrotita, galena e micas, além de inclusões de uraninita, monazita, ouro e prata (Teles *et al.* 2015).

Segundo os trabalhos de Hendrickson (1984) e Teles *et al.* (2015), os grãos de ouro, concentrados nas porções metaconglomeráticas, se apresentam em três formas distintas. A primeira sob a forma de pequenos flocos irregulares, a segunda, em forma de grãos arredondados, e por fim, são observados grãos de ouro com recristalização de pirita ao seu entorno. Os grãos de ouro presentes se encontram, normalmente, associados aos grãos de pirita (Teles *et al.* 2015).

Análises de paleocorrentes e geoquímica de elementos traços, indicam duas distintas áreas fontes para os sedimentos que deram origem as rochas do Grupo Jacobina (Peucat *et al.* 2002). A primeira, seria a assembleia TTG do Bloco Gavião datado do Arqueano, e a segunda, correspondente a associação meta-vulcanosedimentar contendo rochas máficas-ultramáficas do *Greenstone Belt* Mundo Novo, também do Arqueano (Peucat *et al.* 2002, Barbosa & Sabaté 2004, Teles *et al.* 2015). Segundo Teles *et al.* (2015), são encontrados altos teores de Cr nas rochas do Grupo Jacobina, o que corrobora com a afirmação de que rochas máfica-ultramáficas constituíram uma das áreas fontes de sedimentos. Além disso, baseando-se na composição essencialmente quartzosa e evidências de recristalização e silicificação observadas nas rochas metassedimentares do Grupo Jacobina, Teles *et al.* (2015), afirmam que as rochas das áreas fontes foram fortemente alteradas por processos hidrotermais e/ou intemperismo químico em um período anterior ao preenchimento da bacia sedimentar. Teles *et al.* (2015) também sugerem

que as rochas de ambas as áreas fontes ficaram expostas na superfície por um curto período (150 a 350 Ma) antes de serem transformadas em sedimentos, o que explica o baixo teor de contaminação das rochas siliciclásticas do Grupo Jacobina.

Por fim, Gross (1968) sugere que as rochas do Grupo Jacobina foram geradas em um paleoambiente do tipo *placer*, onde grãos de ouro, uraninita e pirita foram acumulados mecanicamente, junto aos horizontes metaconglomeráticos com seixos de quartzo de origem aluvial. Além disso, afirma que parte da mineralização de Au e U foi introduzida na matriz dos metaconglomerados a partir de processos hidrotermais, ocorridos durante períodos de atividades tectônicas.

3.2.4 – Depósito de Elliot Lake

O depósito de Elliot Lake, localizado em Ontario (Canadá), é um depósito uranífero de escala mundial constituído basicamente por rochas siliciclásticas com presença de grande quantidade de pirita, compondo assim, o Grupo Elliot Lake (Roscoe & Minter 1993). Apenas entre 1955 e 1987, a produção de urânio hospedado nas rochas do Grupo Elliot Lake foi de cerca de 130.000 toneladas, o que representou aproximadamente 15% da produção total de urânio no ocidente durante o mesmo período (Roscoe & Minter 1993). Este fato comprova a importância mundial deste depósito de urânio (Roscoe & Minter 1993).

O Grupo Elliot Lake representa a base de uma sequência metassedimentar, denominada Supergrupo Huronian, datado entre 2.219 Ma a 2.450 Ma (Bennet *et al.* 1991). Este supergrupo é dividido em quatro unidades de rochas metassedimentares, onde o contato basal do tipo discordante se dá com rochas arqueanas do embasamento cristalino (Figura 11). Em ordem estratigráfica ascendente, essas unidades são: Grupo Elliot Lake, unidade basal metaconglomerática mineralizada em urânio; Grupo Hough Lake; Grupo Quirk Lake e Grupo Cobalt (Roscoe 1969, Bennet *et al.* 1991, Young *et al.* 2001).

Segundo Bennet *et al.* (1991), as rochas mineralizadas em urânio associado a pirita do Grupo Elliot Lake, juntamente com as rochas pertencentes aos outros grupos que constituem o Supergrupo Huronian, foram submetidas a um grande evento metamórfico, Orógeno Penokean (1,7 a 1,9 Ga). Tal evento foi responsável por gerar um metamorfismo de baixo grau (fácies sub-xisto verde a xisto verde) na região do distrito de Elliot Lake e um metamorfismo de alto grau (chegando a fácies anfibolito) na região sul de Sudbury, distrito a cerca de 150 Km de

distância a leste de Elliot Lake (Easton 1991).

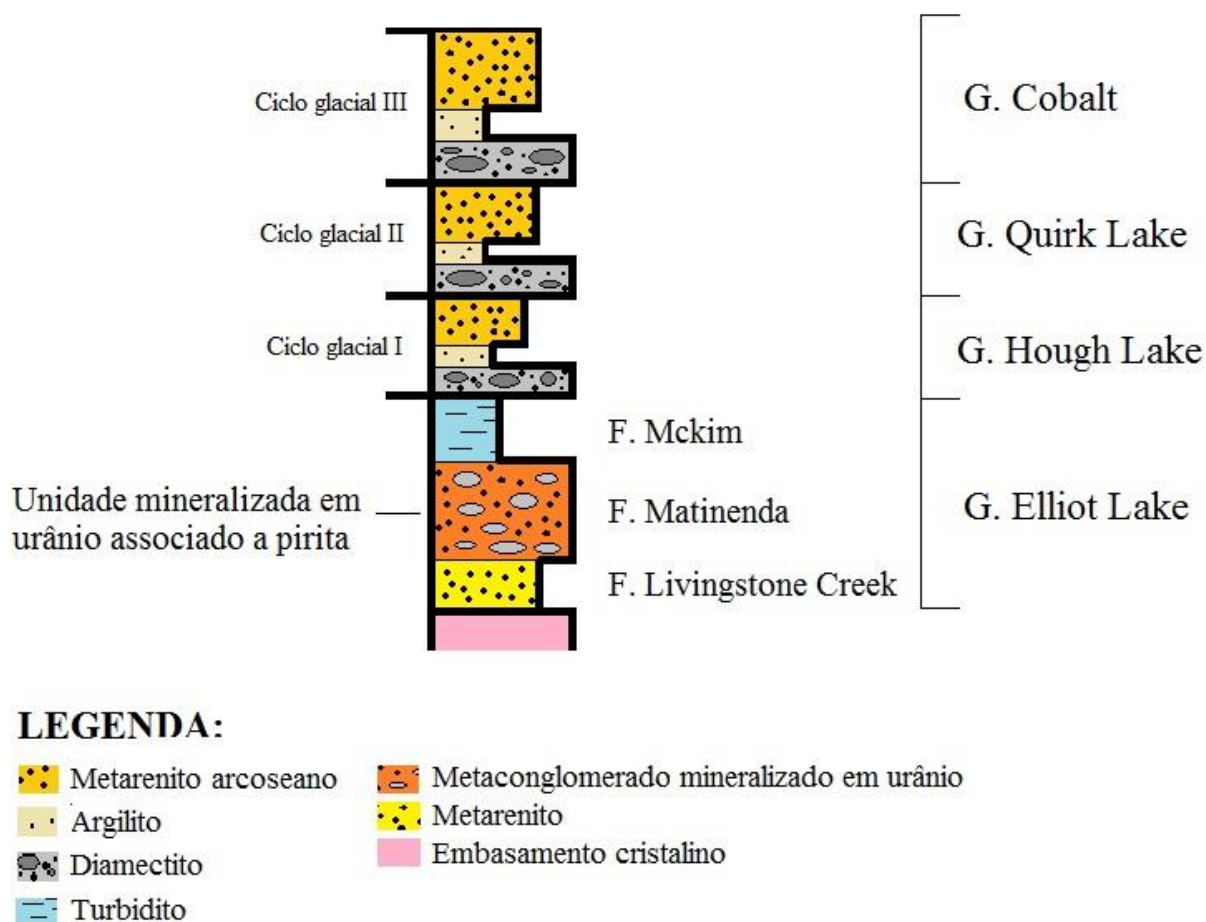


Figura 11. Coluna estratigráfica esquemática do Supergrupo Huronian, evidenciando a unidade litoestratigráfica mineralizada em urânio do Grupo Elliot Lake (modificado de Young *et al.* 2001).

O Grupo Elliot Lake é composto por três formações, sendo elas: Formação Livingstone Creek, Formação Matinenda e Formação Mckim (Young *et al.* 2001). A unidade litoestratigráfica basal, Formação Livingstone Creek, é composta por rochas metareníticas relativamente não intemperizadas em contato discordante com o embasamento cristalino de idade arqueana (Young *et al.* 2001). Na porção intermediária, tem-se a Formação Matinenda em contato discordante com a Formação Livingstone Creek, ou diretamente superposta ao embasamento cristalino (Young *et al.* 2001, Ono & Fayek 2011). Esta formação é constituída por metaconglomerados uraníferos com clastos de quartzo e grãos de pirita associados, além de porções areníticas e intercalações com unidades vulcanogênicas (Young *et al.* 2001). Já a porção superior do Grupo Elliot Lake é marcada por rochas turbidíticas da Formação Mckim (Young *et al.* 2001).

Segundo Young *et al.* (2001), o início da deposição dos sedimentos que deram origem ao Grupo Elliot Lake se deu em ambiente dominado por atividades tectônicas de abertura de bacia em substrato cristalino Arqueano. Neste evento, ocorreu então a rápida deposição dos sedimentos que deram origem a Formação Livingstone Creek. Posteriormente, ocorreu a deposição dos sedimentos originários da Formação Matinenda em ambiente não marinho dominado por rifteamento (Young *et al.* 2001). Esta deposição ocorreu sob influência de forte intemperismo datado do Meso ao Neoarqueano (Roscoe 1969, Young *et al.* 2001). Este evento foi responsável pela gênese de espessos paleossolos ricos em quartzo, que foram então rapidamente oxidados durante o Grande Evento de Oxigenação ($>2,3$ Ga), período no qual a atmosfera terrestre passou a apresentar O_2 livre, concomitantemente com os primeiros eventos em larga escala de glaciação continental (Young *et al.* 2001).

Os três grupos sobrepostos ao Grupo Elliot Lake são constituídos por pacotes de rochas metassedimentares que se repetem ciclicamente, compreendendo-se em diamictito na base, argilito na porção intermediária e arenito arcoseano no topo (Roscoe 1969, Bennet *et al.* 1991, Young *et al.* 2001). Cada um desses grupos, Hough Lake, Quirk Lake e Cobalt, representam sucessivos eventos de glaciação (Young *et al.* 2001). As camadas de argilitos sobrepostas as camadas de diamictitos refletem fases de soerguimento do nível do mar devido aos períodos de degelo, que estão associados a eventos de progradação de camadas de arenito na parte superior de cada um desses grupos (Young *et al.* 2001).

Segundo Young *et al.* (2001), as rochas do Grupo Elliot Lake se apresentam em zonas restritas, já as rochas dos grupos superiores constituintes do Supergrupo Huronian, se apresentam em fácies mais homogêneas e em maiores áreas, fato que contribui para a afirmação de que houve a transição de um ambiente dominado por rifteamento para um ambiente de margem passiva, onde o aporte sedimentar é mais volumoso.

A unidade litoestratigráfica mineralizada em urânio se trata da Formação Matinenda, unidade intermediária do Grupo Elliot Lake (Young *et al.* 2001). Esta formação é composta, basicamente, por metaconglomerados de matriz quartzo-sericítica, granulação fina, contendo clastos de quartzo de até 20 cm de diâmetro, além de níveis areníticos subarcoseanos (Young *et al.* 2001, Ono & Fayek 2011). Com base em estudos de isótopos de O, Vennemann *et al.* (1995) afirmam que os clastos e grãos de quartzo presentes na matriz desses metaconglomerados são de origem granítica, mas não evidencia a unidade fonte específica desses sedimentos. Em meio a matriz, são encontrados minerais de urânio de origem detrítica,

grãos de pirita de 0,5 a 2,0 mm de diâmetro e matéria orgânica (Ono & Fayek 2011). Dentre os minerais de urânio, são encontrados a brannerita (**UTi₂O₆**), uraninita (**UO₂**) e uranotorita (**(U,Th)SiO₄**) (Ono & Fayek 2011). A brannerita é o mineral de urânio mais comum nas rochas da Formação Matinenda, já a uraninita é sempre encontrada em associação a grãos de pirita, brannerita e uranotorita, podendo estar associada a matéria orgânica (Ono & Fayek 2011).

Segundo Roscoe (1969) e Young *et al.* (2001), os minerais de urânio foram depositados em ambiente de *paleoplacer* derivados de intenso intemperismo químico sob influência de uma atmosfera anóxida rica em CO₂. Esses minerais foram concentrados no leito de paleocanais fluviais durante o transporte, o que é evidenciado pela presença de minerais de urânio detríticos (Young *et al.* 2001).

Os grãos de uraninita possuem dimensões de 50 a 150 µm de diâmetro, podendo apresentar inclusões de galena e/ou fraturas internas preenchidas por quartzo ou uranothorita (Ono & Fayek 2011). Grande parte desses grãos apresentam-se em formato de *muffin*, caracterizados por uma superfície mais achatada e superfície oposta levemente abaulada (Ono & Fayek 2011). Dentre os grãos de uraninita, alguns se apresentam parcialmente substituídos por uranotorita, fato este que ocorreu provavelmente durante o pico metamórfico do Orógeno Penokean (Ono & Fayek 2011).

Na tentativa de datar as rochas do Grupo Elliot Lake, Meddaugh (1983) realizou análises de composição química de isótopo de Pb para obter as idades de cada um dos grãos de uraninita analisados. Foram então encontradas uma idade discórdia de 2.575±180 Ma no intercepto superior, e idade de 1.750 Ma no intercepto inferior. A idade discórdia no intercepto superior indica que certos grãos de uraninita são mais antigos do que as rochas do Supergrupo Huronian, o que contribui também para a afirmação da existência de uraninitas de origem detrítica.

Os grãos de uranothorita foram divididos em dois tipos (Ono & Fayek 2011). O primeiro, é de origem detrítica, comumente associados a matéria orgânica, apresentando-se em formato subédrico e tamanho aproximado entre 100 a 300 µm de diâmetro (Ono & Fayek 2011). Suas arestas e vértices são levemente arredondados, sugerindo que houve abrasão física durante processos de transporte (Ono & Fayek 2011). Já o segundo tipo é de origem tardia, encontrado no interior de grãos de uraninita em substituição parcial ou total, em forma de veios, e preenchendo fraturas internas de grãos de uraninita (Ono & Fayek 2011).

A brannerita, mineral de urânio mais comum no depósito uranífero de Elliot Lake,

ocorre em cristais em forma de agulhas com 10 a 50 μm , ou em forma de agregados de finos grãos subédricos associados a rutilo (Ono & Fayek 2011).

A matéria orgânica presente nos metaconglomerados uraníferos da Formação Matinenda, se apresenta em dois tipos: o primeiro em camadas estratiformes de querogênio; o segundo tipo, trata-se de matéria orgânica em forma de glóbulos sólidos, veios e sobrecrecimento (Ono & Fayek 2011). Em todas as seções analisadas por Ono & Fayek (2011), a matéria orgânica está sempre associada a grãos de uraninita e uranotorita, apresentando-se nas bordas ou preenchendo fraturas desses grãos. Em contrapartida, não são encontradas associações de querogênio com grãos de brannerita.

4 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO MOEDA NA REGIÃO DA SERRA DE OURO FINO

A caracterização petrográfica das rochas da Formação Moeda foi realizada com base em descrições macro e microscópicas de amostras provenientes de três áreas distintas, todas dentro dos limites da serra de Ouro Fino. As áreas estudadas, destacadas com retângulos no mapa geológico modificado de Pires (2005) (Figura 12), são: extremidade sul do Sinclinal Gandarela, a mina de Ouro Fino (Sinclinal Ouro Fino) e a mina de Palmital (Sinclinal Gandarela).

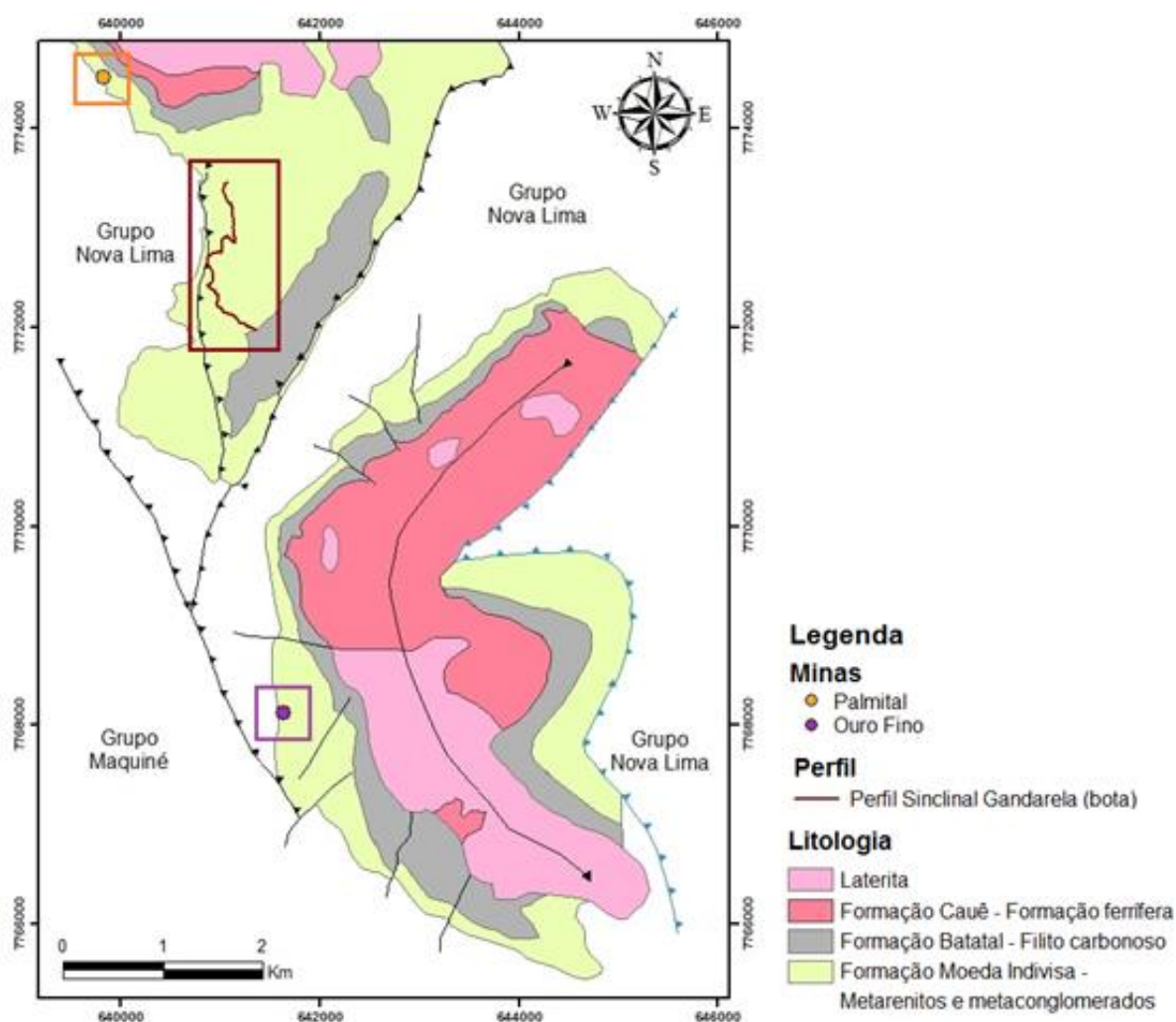


Figura 12. Mapa geológico da serra de Ouro Fino com destaque para as áreas estudadas, extremidade sul do Sinclinal Gandarela (retângulo vermelho), mina de Ouro Fino (retângulo roxo) e mina de Palmital (retângulo laranja) (modificado de Pires 2005).

4.1 – FORMAÇÃO MOEDA NA EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL GANDARELA

Na extremidade sul do Sinclinal Gandarela ou “bota”, foi levantado um perfil estratigráfico a fim de caracterizar, petrograficamente, as rochas pertencentes à Formação Moeda aflorantes nesta região.

As camadas rochosas desta região, constituídas essencialmente por metarenitos e metaconglomerados, apresentam direção predominante N-S. Sendo assim, o perfil foi inicialmente levantado na direção SE-NW, objetivando englobar o maior número de níveis diferentes, para posterior correlação com as três unidades da Formação Moeda definidas por Villaça & Moura (1985). Devido à ausência de acesso e impossibilidade de se continuar o levantamento no sentido SE-NW, a segunda metade do perfil foi então obtida na direção N-S. O trajeto de levantamento do perfil e os pontos analisados em campo estão destacados na figura 13.

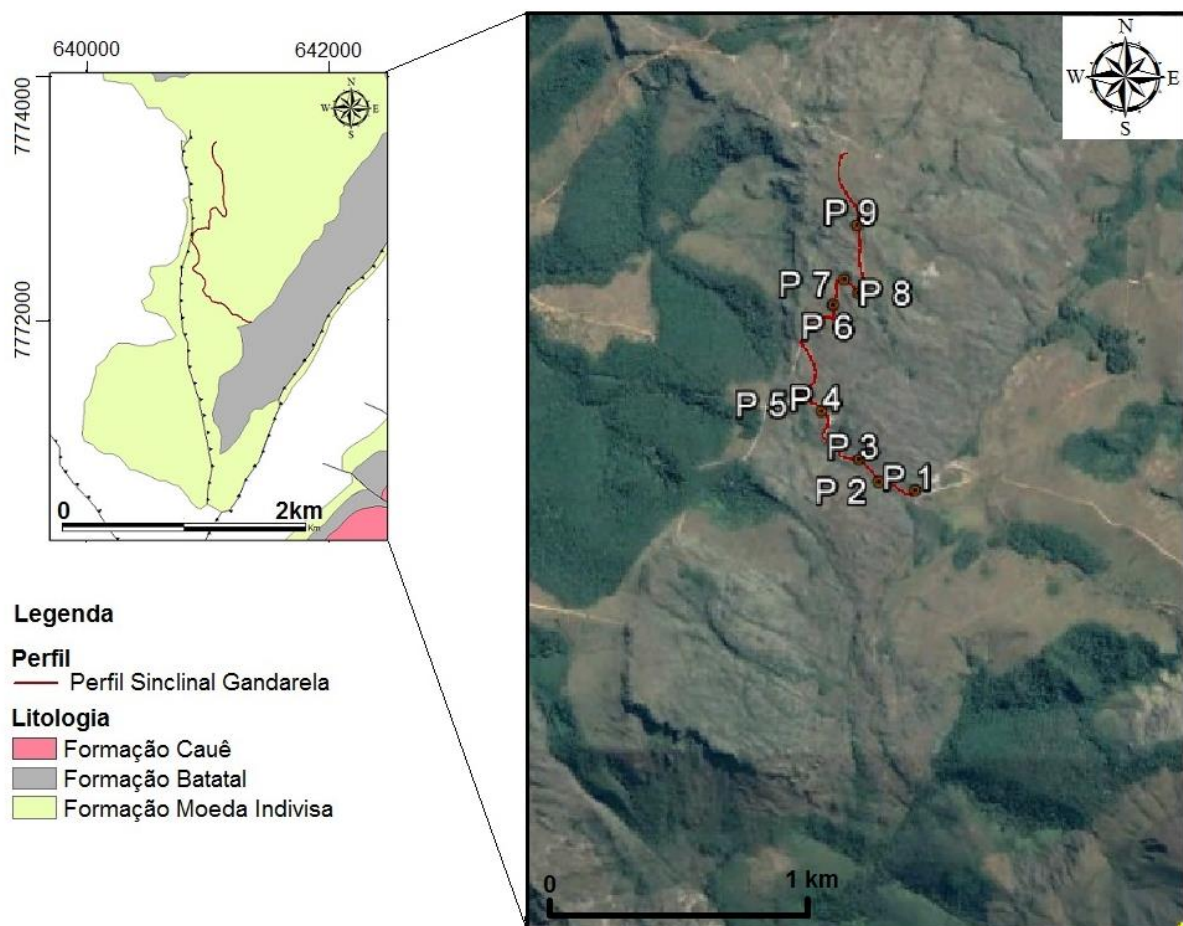


Figura 13. Mapa geológico da bota do Sinclinal Gandarela e imagem de satélite destacando o perfil levantado e os pontos estudados nesta área (mapa geológico modificado de Pires 2005).

Uma coluna estratigráfica esquemática foi confeccionada a partir dos dados coletados em campo (Figura 14). De maneira simplificada, foram estudados 9 pontos que representam 9 diferentes níveis litoestratigráficos sobrepostos, de forma que o ponto P1 se encontra na base e o ponto P9 no topo da coluna estratigráfica construída. As descrições de cada nível se encontram ainda neste item. Além disso, nos pontos P3, P6 e P7 foram coletadas amostras para confecção de lâminas polidas, as quais foram então estudadas sob microscópio óptico de luz transmitida e refletida com o intuito de caracterizar, mineral e petrograficamente, essas rochas de forma mais detalhada. A relação das lâminas analisadas, características gerais de localização e ponto onde foram coletadas se encontram resumidas na tabela 1 do item 1.5.3 (metodologia).

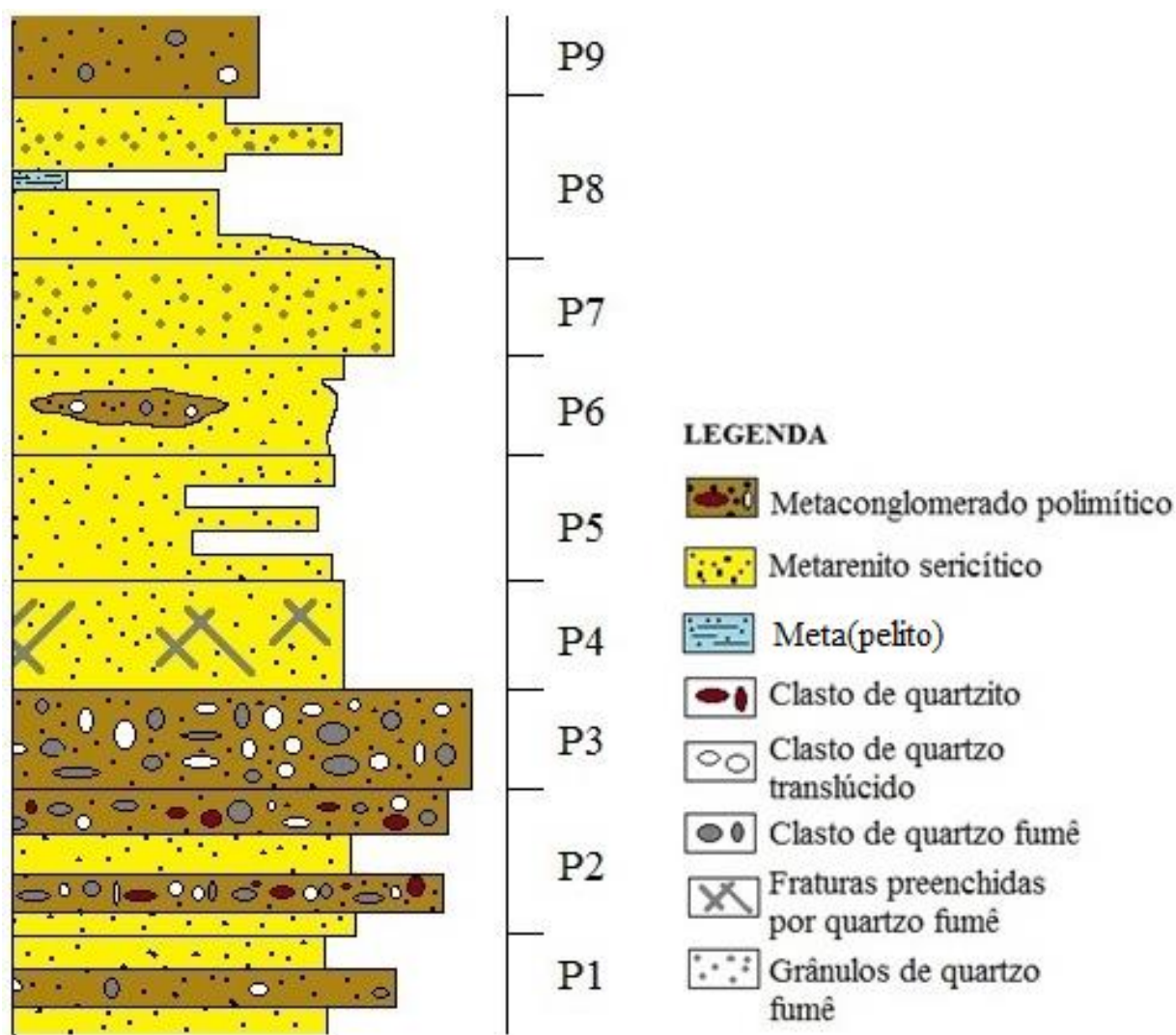


Figura 14. Coluna estratigráfica esquemática da Formação Moeda na extremidade sul do Sinclinal Gandarela.

4.1.1 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P1

No ponto P1 foi observado um metarenito de granulação média a grossa, mal selecionado, contendo níveis de até 5 cm de micro(meta)conglomerado suportado pela matriz (Figura 15). A camada rochosa analisada neste ponto representa a porção mais basal do perfil levantado. As rochas encontradas neste ponto apresentam coloração acinzentada com porções de cor avermelhada indicando a presença de óxido de ferro. Os níveis metareníticos são constituídos basicamente por quartzo e mica branca. Nos níveis micro(meta)conglomeráticos, a matriz é composta por quartzo e mica branca, onde os clastos são, exclusivamente, de quartzo branco translúcido e quartzo fumê. Os clastos apresentam dimensões de até 1,5 cm de diâmetro, com esfericidade baixa e angulosidade mediana.

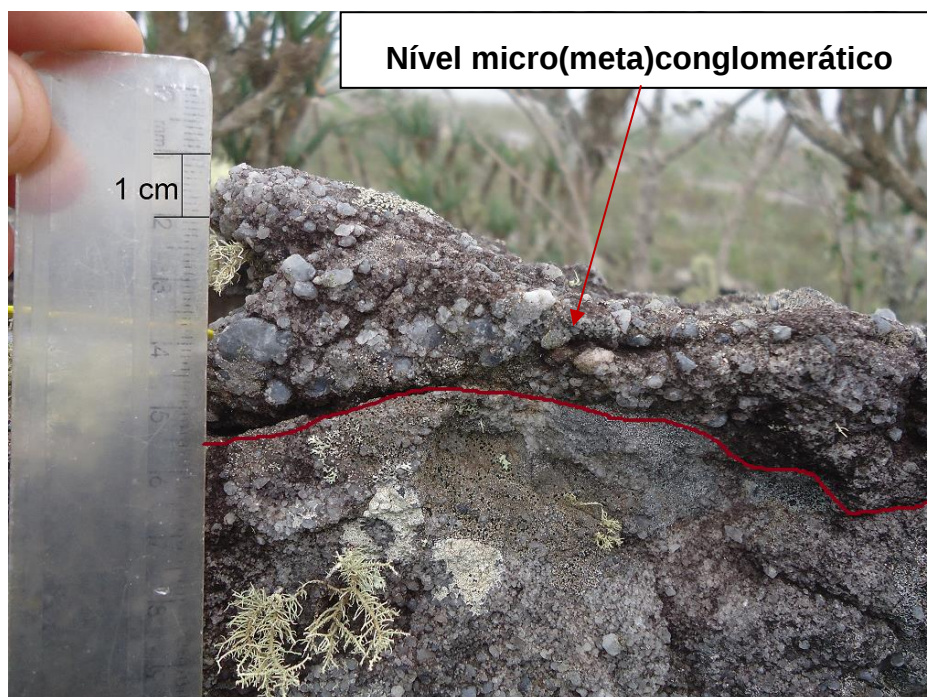


Figura 15. Metarenito com nível micro(meta)conglomerático separado pela linha vermelha do ponto P1.

4.1.2 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P2

No ponto P2 foram encontradas intercalações de metarenito de granulação média a grossa, mal selecionado, com expressivos níveis de metaconglomerado suportado pelos clastos (Figura 16). De forma geral, esta camada rochosa apresenta coloração acinzentada. Os níveis metareníticos são constituídos predominantemente por quartzo e mica branca. Os níveis

metacglomeráticos possuem matriz quartzo-sericítica, onde os clastos são de quartzo leitoso, quartzo fumê e, em quantidade menos expressiva, clastos de quartzito. Os clastos dos níveis metaconglomeráticos apresentam dimensões de até 3,5 cm de diâmetro, são subangulosos e possuem esfericidade baixa.

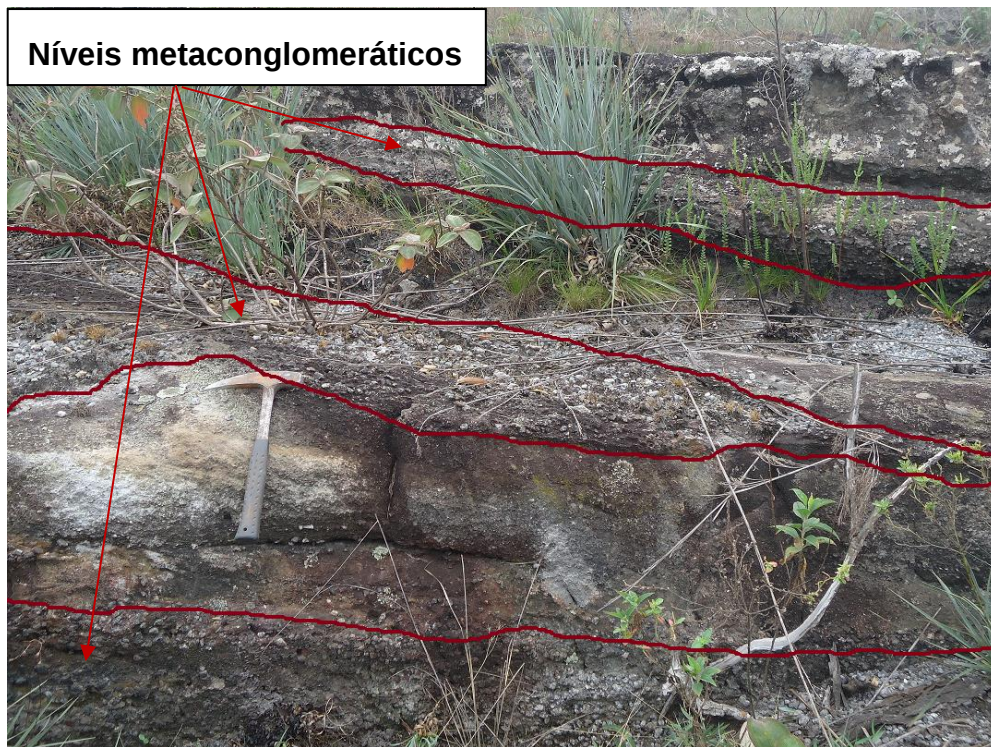


Figura 16. Intercalações de níveis de metarenito com metaconglomerado suportado pelos clastos (destacado em vermelho) do ponto P2.

4.1.3 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P3

A camada rochosa observada no ponto P3 trata-se de um metaconglomerado suportado pelos clastos com matriz de granulação fina a grossa composta, predominantemente, por quartzo e mica branca (Figura 17). Esta rocha apresenta coloração acinzentada e porções avermelhadas, principalmente ao redor dos clastos, devido a presença de óxido de ferro (Figura 18a). Os clastos são de quartzo leitoso e quartzo fumê (Figura 18b), com dimensão de até 10cm de diâmetro, subarredondados e de esfericidade baixa a média. Alguns desses clastos apresentam-se fraturados macroscopicamente.

No estudo da seção delgada ao microscópio ótico, este metaconglomerado apresenta microestrutura blastopsefítica, com foliação marcada pelo alinhamento de cristais de mica

branca na sua variedade fina (sericita). A matriz apresenta uma distribuição composicional heterogênea, onde há porções mais ricas em quartzo e outras em mica branca.



Figura 17. Metaconglomerado suportado pelos clastos do ponto P3.



Figura 18. (Esquerda) coloração avermelhada da rocha ao redor de clastos de quartzo fumê devido a presença de óxido de ferro (ponto P3). (Direita) clastos de quartzo fumê do ponto P3.

Registros de deformação que atuaram neste metaconglomerado podem ser observados em escala granular. Os grãos de quartzo que compõem a matriz são anédricos e exibem, algumas vezes, contatos poligonais indicando recristalização. Em escala microscópica, também são observados clastos de quartzo fraturados. Os clastos de quartzo apresentam extinção

ondulante, por vezes, subgrãos e novos grãos em contato suturado. O tipo de contato e a presença de novos grãos são evidências de recristalização dinâmica. Além disso, também são observados clastos com microestrutura núcleo-manto, com núcleo formado por subgrãos e manto com novos grãos em contato poligonal, onde algumas vezes, exibem extinção ondulante.

4.1.4 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P4

A litologia observada no ponto P4 é representada por metarenito de coloração esbranquiçada mal selecionado, com granulação variando de fina a grossa. Esta rocha é constituída, predominantemente, por quartzo e mica branca. A distribuição dos minerais na rocha se dá de forma heterogênea, com zonas ricas em quartzo e outras dominadas por mica branca. São encontrados cristais aciculares de cianita em estrutura decussada nas porções ricas em mica branca (Figura 19). Grânulos de quartzo leitoso e quartzo fumê são encontrados, indistintamente, em toda a camada rochosa. Esta rocha exibe pares de fraturas conjugadas que se encontram preenchidas por fluido silicoso contendo cristais de quartzo fumê (Figura 20).



Figura 19. Porção do metarenito rica em sericita com destaque para cristais de cianita em estrutura decussada (ponto P4).



Figura 20. Pares de fraturas conjugadas preenchidas por fluido silicoso (ponto P4).

4.1.5 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P5

No ponto P5, a camada rochosa é constituída por metarenito de coloração esbranquiçada e mal selecionado, com granulação variando entre fina a grossa, com grãos angulosos e de esfericidade baixa (Figura 21).



Figura 21. Metarenito esbranquiçado mal selecionado do ponto P5.

Esta camada se constitui, predominantemente, por quartzo, podendo apresentar também, expressivas quantidades de mica branca. Em alguns pontos, a rocha apresenta coloração avermelhada como resultado da presença de óxido de ferro. Estão presentes também, níveis de

metarenito de granulação fina ricos em mica branca, porções onde a foliação se encontra bem evidenciada (Figura 22).



Figura 22. Níveis de metarenito fino rico em mica branca com foliação bem evidenciada (ponto P5).

4.1.6 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P6

A camada rochosa no ponto P6 é representada por metarenito composto por quartzo e mica branca, mal selecionado, com granulação variando de média a grossa. Os grãos de quartzo são angulosos e de esfericidade baixa. A coloração predominante em toda a rocha é avermelhada, resultado da presença de óxido de ferro por toda a camada rochosa. Há a presença de lentes de micro(meta)conglomerado suportado pela matriz, onde os clastos são de quartzo leitoso e quartzo fumê, possuindo até 1,5 cm de diâmetro (Figura 23).

Estudos sob microscopia óptica foram realizados em lâmina delgada polida confeccionada a partir de uma amostra da porção micro(meta)conglomerática. A partir desses estudos, houve o reconhecimento de quartzo e mica branca constituindo a matriz, onde grãos de rutilo se apresentam como mineral acessório. Ainda na matriz, são encontrados, em forma de aglomerados, cristais de quartzo anédrico em contato poligonal como resultado de recristalização. De forma geral, este micro(meta)conglomerado exhibe microestrutura

blastopsefítica e foliação evidenciada pelo alinhamento dos cristais de mica branca.

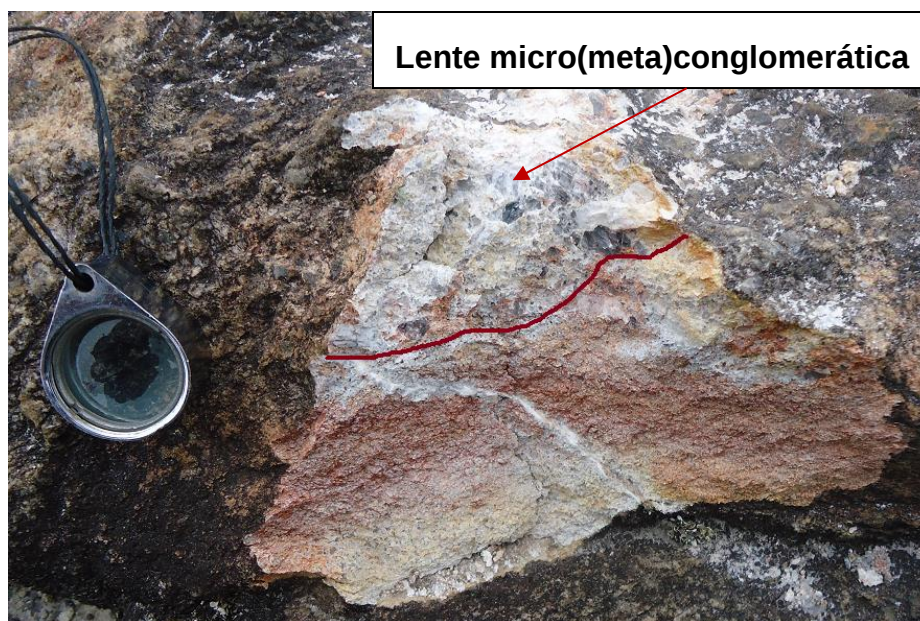


Figura 23. Metarenito mal selecionado de coloração avermelhada com lente micro (meta) conglomerático no topo, separado pela linha vermelha (ponto P6).

Registros de deformação são observados nos clastos que constituem a porção micro(meta)conglomerática, onde clastos de quartzo leitoso e de quartzo fumê não exibem distinção em escala microscópica. Sendo assim, foram analisados indistintamente. Os clastos apresentam-se em grãos anédricos, algumas vezes, fraturados. Da mesma forma que descrito no ponto P3, os clastos deste nível também exibem extinção ondulante, por vezes, subgrãos e novos grãos em contato suturado. O tipo de contato e a presença de novos grãos são evidências de recristalização dinâmica. E assim como o metaconglomerado do ponto P3, são aqui observados clastos com microestrutura núcleo-manto, onde o núcleo é formado por subgrãos e, o manto, por novos grãos em contato poligonal, onde algumas vezes, possuem extinção ondulante.

4.1.7 – Descrição petrográfica macro e microscópica - Ponto P7

O ponto P7 é representado por metarenito quartzoso de granulação média a muito grossa, contendo grânulos de quartzo fumê (Figura 24). Os grãos constituintes desta rocha são angulosos e de esfericidade baixa, de modo geral, trata-se de uma rocha mal selecionada. É uma

rocha de coloração acinzentada com porções avermelhadas devido presença de óxido de ferro concentrado em alguns pontos.



Figura 24. Metarenito com destaque para os grânulos de quartzo fumê (ponto P7).

Em lâmina, são encontrados aglomerados de cristais de quartzo de 0,1 mm de diâmetro em contato poligonal a interlobado, sem extinção ondulante. Além disso, os grânulos de quartzo se mostram anédricos, contendo diferentes microestruturas de deformação. Dentre essas microestruturas, é possível destacar extinção ondulante, por vezes, subgrãos e novos grãos em contatos suturados, onde o tipo de contato e a presença de novos grãos são evidências de recristalização dinâmica. Por fim, os grânulos exibem microestrutura do tipo núcleo-manto, onde o núcleo é formado por subgrãos de extinção ondulante e o manto, por novos grãos.

4.1.8 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P8

No ponto P8 foi encontrado um metarenito de granulação fina a média, composto por quartzo e sericita. Encontram-se presentes intercalações de níveis metapelíticos e níveis onde há concentração de grânulos de quartzo fumê (Figura 25). De forma geral, esta camada rochosa é friável e possui coloração ocre. Além disso, foram observadas estratificações cruzadas

acanaladas preservadas no metarenito (Figura 26).

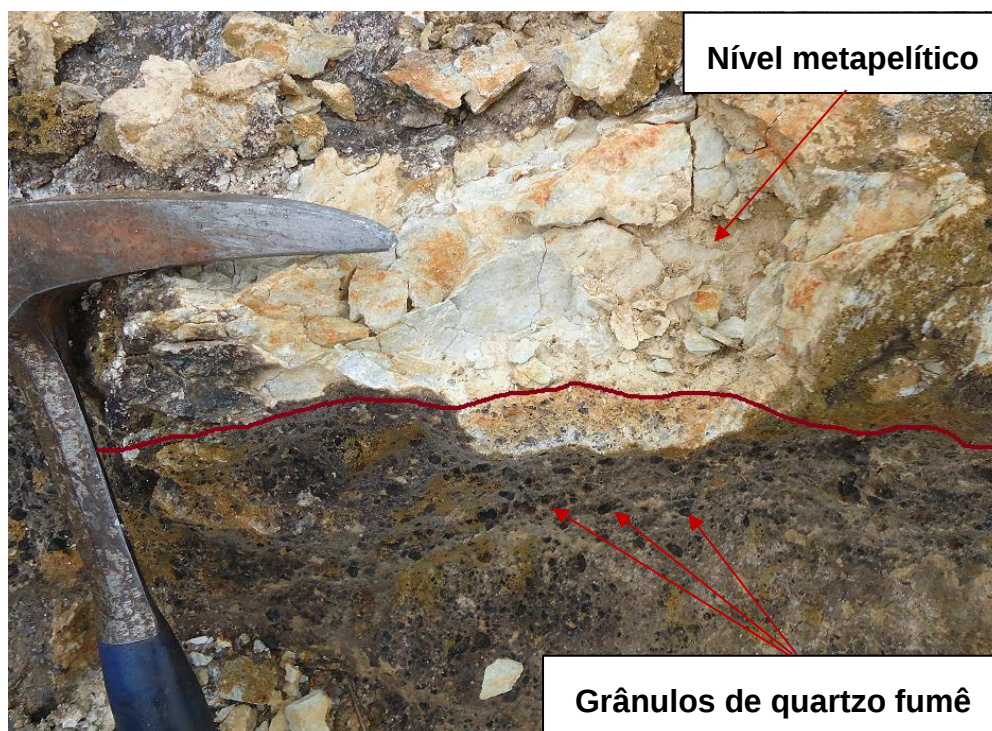


Figura 25. Nível metapelítico e nível com concentração de grânulos de quartzo fumê destacados e separados pela linha vermelha (ponto P8).



Figura 26. Estratificação cruzada acanalada no metarenito quartzo-sericítico do ponto P8.

4.1.9 – Descrição petrográfica macroscópica - Ponto P9

Este ponto é representado por metaconglomerado de coloração branco avermelhado suportado pela matriz (Figura 27). Este metaconglomerado possui matriz de granulação média a grossa, composta predominantemente por quartzo e mica branca. Os clastos, de dimensão entre 0,5 a 4,0 cm de diâmetro, são de quartzo leitoso e quartzo fumê.

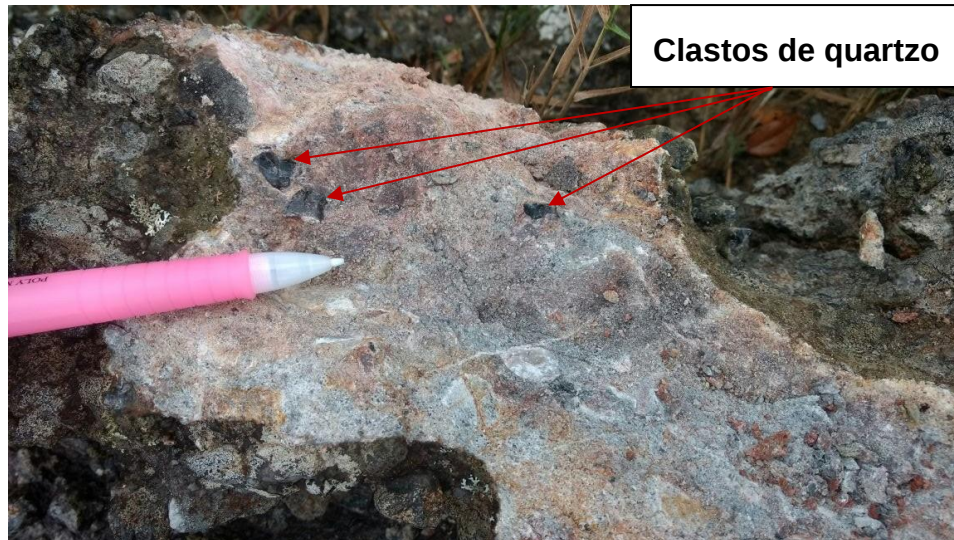


Figura 27. Metaconglomerado suportado pela matriz com destaque para clastos de quartzo do ponto P9.

É importante salientar que, tanto nas análises em campo, amostras de mão e lâminas delgadas analisadas por meio de microscopia óptica, não foram encontrados nenhum tipo de sulfeto e nenhum indício de ocorrência de sulfeto dissolvido nas rochas presentes ao longo do perfil da bota do Sinclinal Gandarela.

4.2 – FORMAÇÃO MOEDA NA MINA DE OURO FINO

A mina de Ouro Fino situa-se sobre rochas da Formação Moeda na porção central (zona de charneira) do Sinclinal Ouro Fino (Figura 28). A caracterização petrográfica dessas rochas foi realizada com base em análises microscópicas de 4 lâminas do acervo didático de geologia econômica do Prof. Msc. Edison Tazava, denominadas aqui Moeda 1, Moeda 2, Moeda 3 e Moeda 4 (para localização dos pontos vide Tabela 1 do item 1.5.3). Dentre essas lâminas, a Moeda 3 e a Moeda 4 apresentam mais de 30 micrômetros de espessura. Sendo assim, a caracterização foi realizada apenas sob luz refletida. Em contrapartida, nas lâminas Moeda 1 e

Moeda 2, que apresentavam espessura de 30 micrômetros, foi possível utilizar tanto luz refletida quanto luz transmitida.

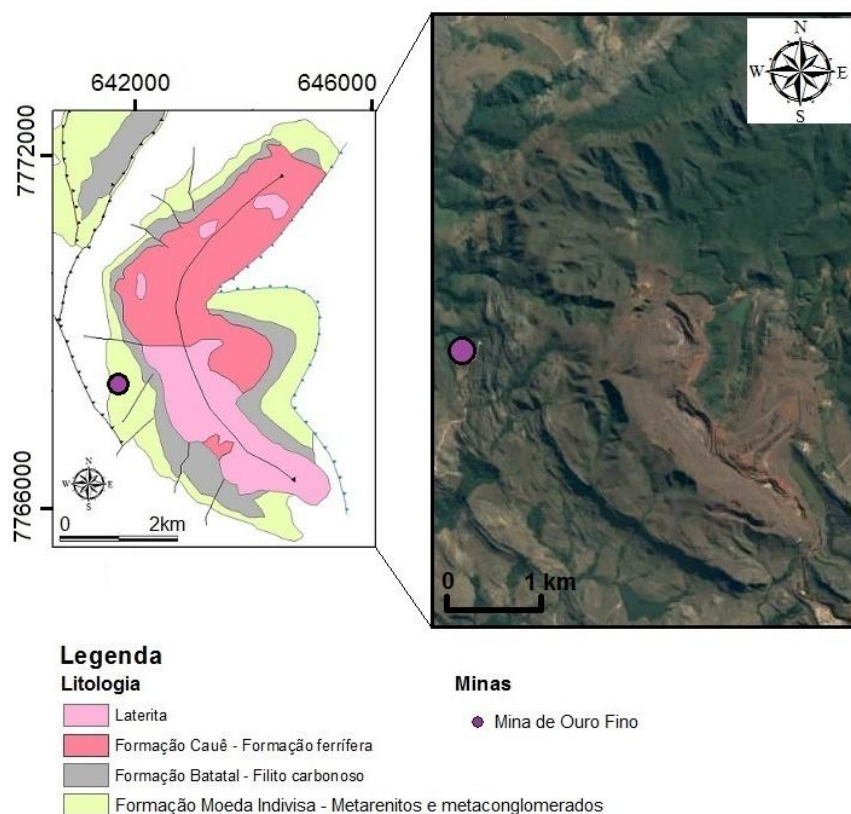


Figura 28. Mapa geológico com destaque, em imagem de satélite, da mina de Ouro Fino (mapa geológico modificado de Pires 2005).

As rochas da Formação Moeda, presentes na mina de Ouro Fino, são representadas, predominantemente, por metaconglomerados piritosos. Trata-se de metaconglomerados poligomíticos suportados pela matriz, com clastos de quartzo e de pirita, ambos com esfericidade baixa a média, angulosos a subarredondados, podendo chegar a 6,0 mm de diâmetro. A matriz, de granulação fina a média, é composta, predominantemente, por quartzo, mica branca e minerais opacos sulfetados, além de rutilo (TiO_2), zircão (ZrSiO_4) e monazita ((Ce,La,Nd,Th)PO_4) como minerais acessórios. Dentre os minerais sulfetados, em ordem de expressividade volumétrica, encontram-se pirita (FeS_2), calcopirita (CuFeS_2) e covelita (CuS), este último mineral, ocorre sempre associado a cristais de calcopirita. Essas rochas apresentam-se arranjadas segundo microestrutura blastopsefítica, onde a foliação é evidenciada pela presença de mica branca. São observadas 3 faixas composicionais neste metaconglomerado que representam o acamamento sedimentar preservado. A primeira, rica em mica branca e

quantidades expressivas de cristais de rutilo com espessuras de até 1,5 mm; a segunda faixa é rica em cristais de quartzo em contato interlobado a poligonal; por último, se encontram as faixas com grandes concentrações de clastos de quartzo e pirita.

Registros de deformação que atuaram sobre este metaconglomerado podem ser observados em escala granular. Os cristais de quartzo exibem extinção ondulante, por vezes, subgrãos e novos grãos, como resultado de processos de recristalização dinâmica. Em algumas porções da lâmina Moeda 2, são encontrados cristais de quartzo deformados em seções alongadas, apresentando extinção ondulante. Em relação aos clastos de quartzo, podem ser observadas fraturas, microestrutura do tipo núcleo-manto, onde o núcleo possui extinção ondulante e o manto, cristais menores de quartzo em contato poligonal. Por vezes, os cristais de quartzo do manto também apresentam extinção ondulante.

Os grãos de pirita observados no metaconglomerado da mina de Ouro Fino foram divididos em 4 grandes grupos, baseando-se em sua forma e quantidade de poros/inclusões. Tais grupos se encontram sumarizados na tabela 4 e descritos nos itens seguintes.

Tabela 4. Grupos de pirita das amostras da mina de Ouro Fino e suas especificações gerais.

Grupo	Forma	Porosidade	Diâmetro médio (mm)	Grau de arredondamento / grau de esfericidade	Inclusões
1	anédrico	muito porosa a microestrutura esqueletiforme	4,0	subanguloso / esfericidade baixa	-
2	subédrico a anédrico	porosidade moderada	2,5	arredondado a muito anguloso / esfericidade baixa a alta	Au, mica branca e quartzo
3	euédrico	pouco porosa a quase ausência total de poros	0,5	-	-
4	euédrico	porosidade regular no centro e ausência quase total de poros nas bordas	1,0	-	-

4.2.1 – Caracterização das piritas do grupo 1 – Mina de Ouro Fino

Os grãos de pirita do grupo 1 exibem uma aparência “suja” devido à grande quantidade de poros, algumas vezes, em microestrutura esquelética (Figuras 29a e 29b). São grãos totalmente anédricos de dimensões variando entre 2,0 a 6,0 mm de diâmetro. O grau de arredondamento desses grãos é classificado como subanguloso e o grau de esfericidade varia de baixo a médio. Por vezes, são observados grãos fraturados, onde as fraturas podem se encontrar preenchidas por material sulfetado e sem porosidade (material secundário) (Figura 29c). Em análises de microscopia óptica não foi possível encontrar inclusões de outros tipos de minerais nos grãos de pirita do grupo 1.

A relação da foliação com os grãos de pirita do grupo 1 se apresenta de forma a contornar esses grãos. Além disso, também são observadas caudas de alívio de pressão e contato suturado entre alguns grãos de pirita deste grupo.

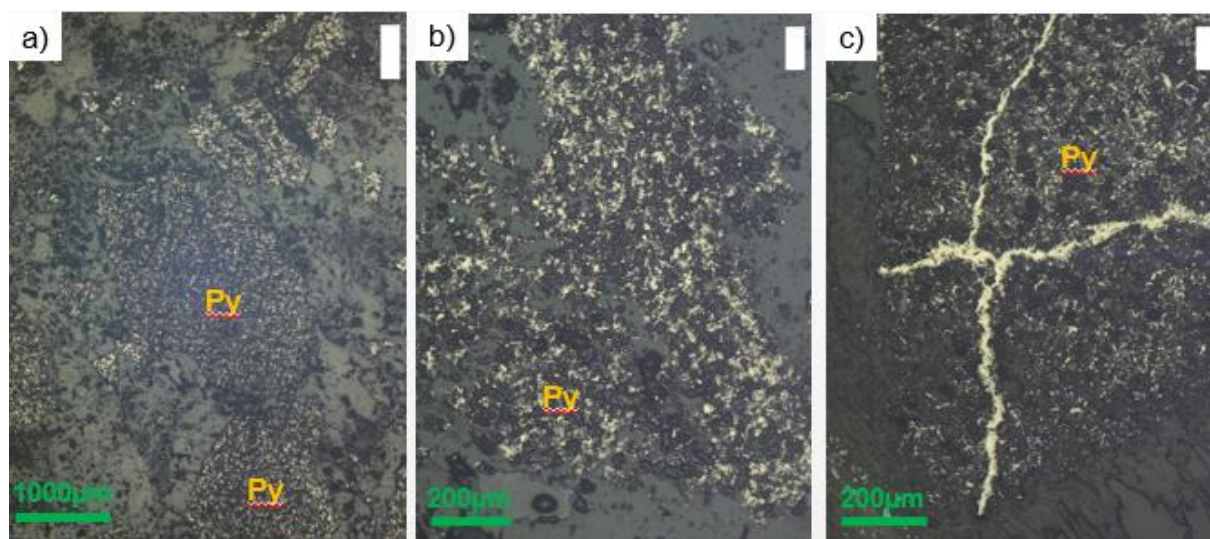


Figura 29. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica do grupo 1. a) grãos muito porosos de aspecto “sujo”; b) grão com microestrutura esquelética; c) grão muito poroso com fratura preenchida por material sulfetado secundário.

4.2.2 – Caracterização das piritas do grupo 2 – Mina de Ouro Fino

Os grãos de pirita deste grupo apresentam-se sob a forma anédrica a subédrica, onde a porosidade é moderada e distribuída de maneira uniforme ao longo de todo o grão (Figura 30). Em relação ao grau de arredondamento e de esfericidade, esses grãos podem ser subdivididos em dois grandes grupos. Tem-se os grãos muito angulosos com grau de esfericidade baixa

(Figura 30a) e os grãos arredondados a subarredondados de grau de esfericidade alta (Figura 30c). As dimensões dos grãos de pirita podem variar entre 0,5 a 3,0 mm de diâmetro, onde algumas vezes exibem fraturas. Por vezes, são observadas inclusões de ouro, mica branca e quartzo nos cristais de pirita deste grupo.

A foliação do metaconglomerado contorna os grãos de pirita do grupo 2. Além disso, são observados grãos de pirita arredondados em contato suturado e caudas de alívio de pressão.

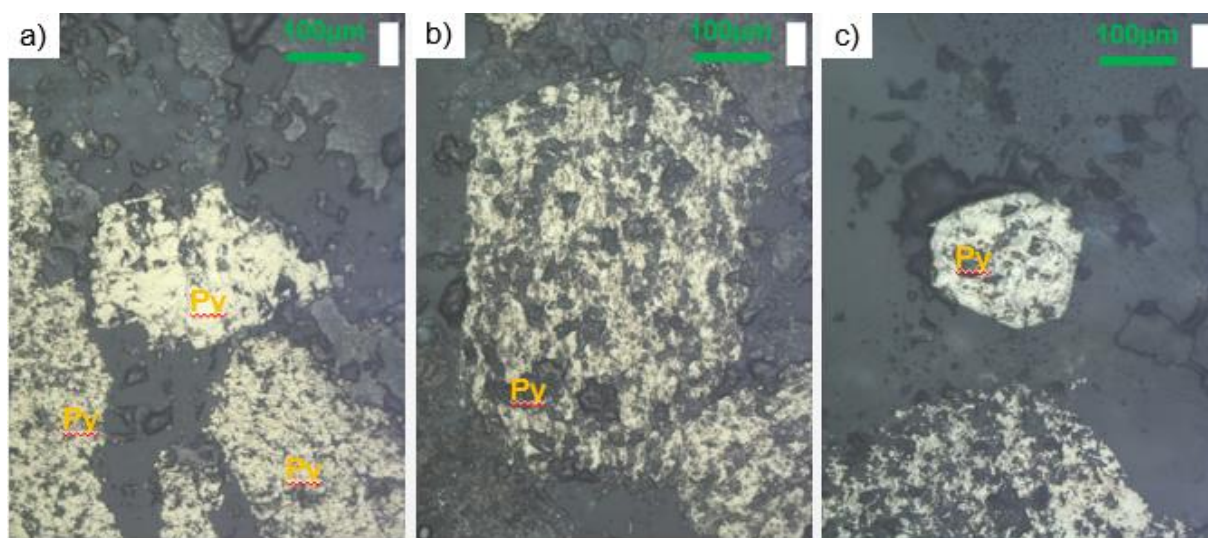


Figura 30. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica a subédrica do grupo 2. a) grãos muito angulosos de esfericidade baixa; b) grão subédrico; c) grão subarredondado e esfericidade alta.

4.2.3 – Caracterização das piritas do grupo 3 – Mina de Ouro Fino

Os grãos de pirita do grupo 3 são euédricos com feições quadradas ou triangulares, mostrando poucos ou nenhum poro (Figura 31). Esses grãos podem apresentar dimensões de até 0,5 mm de diâmetro, por vezes, fraturados. A relação da foliação se apresenta de forma a se truncar com os grãos de pirita deste grupo.

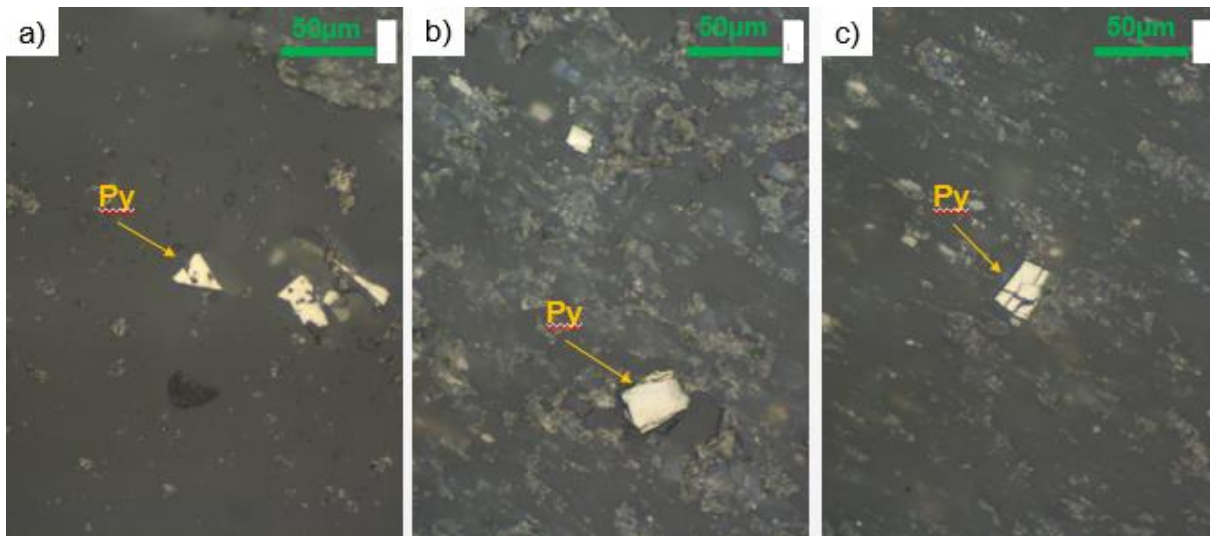


Figura 31. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédricos do grupo 3. a) grão de pirita em feição triangular; b) grão de pirita em feição quadrada; c) grão de pirita fraturado truncando a foliação.

4.2.4 – Caracterização das piritas do grupo 4 – Mina de Ouro Fino

Os grãos de pirita do grupo 4 são euédricos, apresentando porosidade regular em sua porção interna e bordas com ausência quase total de poros. Apresentam-se em seções quadradas ou triangulares com dimensões variando entre 0,5 a 1,5 mm de diâmetro (Figura 32).

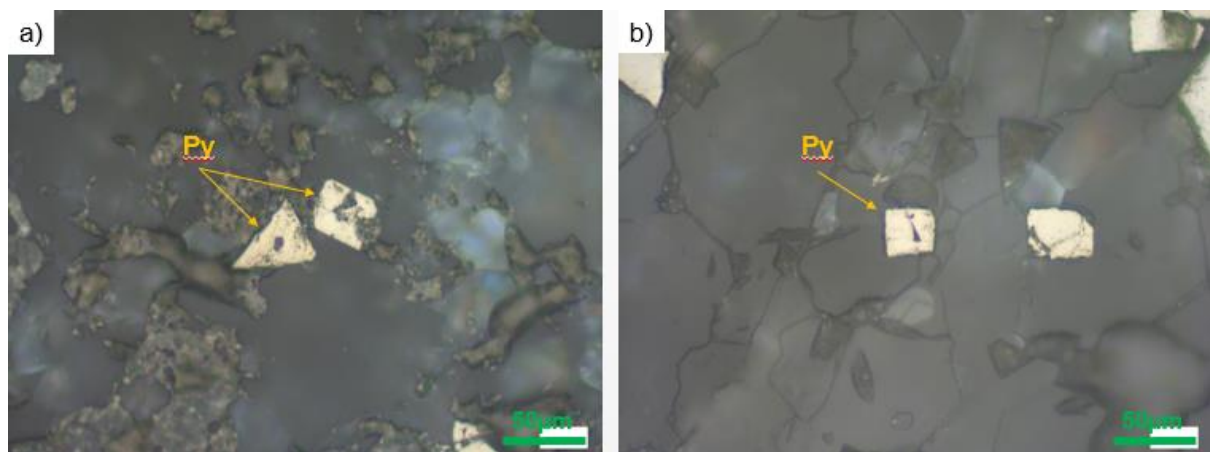


Figura 32. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédricos do grupo 4. a) grão de pirita em feição triangular e quadrada com porosidade na parte central; b) grão de pirita em feição quadrada com porosidade na parte central.

4.3 – FORMAÇÃO MOEDA NA MINA DE PALMITAL

A mina de Palmital situa-se no flanco oeste do Sinclinal Gandarela, instalada sobre as rochas metaconglomeráticas pertencentes à Formação Moeda (Figura 33). A caracterização petrográfica dessas rochas foi realizada, inicialmente, a partir de estudos macroscópicos de amostra de mão retirada da própria mina. Posteriormente, foram realizados estudos sob microscopia óptica de luz refletida e transmitida de 2 lâminas polidas (18 e 710) confeccionadas a partir desta mesma amostra (Tabela 1, item 1.5.3), contribuindo assim para a caracterização mineral e petrográfica detalhada. A amostra de mão e as duas lâminas estudadas fazem parte do acervo de estudo da coorientadora deste trabalho, Ana Ramalho Alkmim.

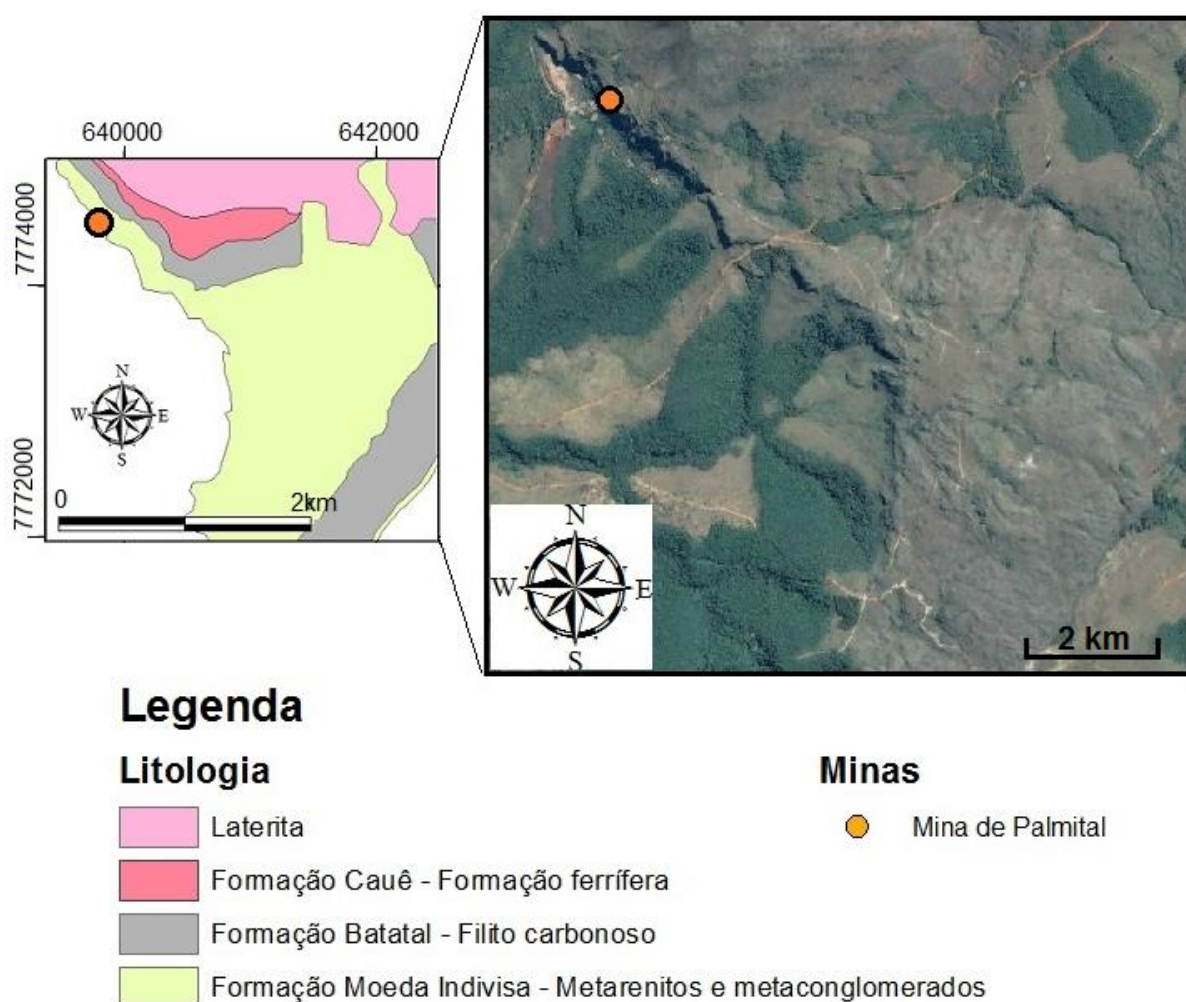


Figura 33. Mapa geológico com destaque, em imagem de satélite, da localização da mina de Palmital (mapa geológico modificado de Pires 2005).

As rochas da Formação Moeda na área da mina de Palmital são metaconglomerados piritosos suportados pela matriz. São rochas muito semelhantes às amostras da mina de Ouro Fino. Esses metaconglomerados são polimíticos e possuem coloração cinza escuro, contendo clastos de quartzo leitoso e de pirita (Figura 34 e 35). Os clastos de quartzo podem chegar até 3 cm de diâmetro, os de pirita, até 0,5 cm de diâmetro. De maneira geral, esses clastos são subarredondados com grau de esfericidade variando de baixo a médio.



Figura 34. Imagens de amostra de metaconglomerados da mina de Palmital evidenciando clastos de quartzo.



Figura 35. Metaconglomerados da mina de Palmital com destaque para os clastos de pirita.

Segundo análises de microscopia óptica, a matriz possui granulação fina a média, constituindo-se, predominantemente, por quartzo, mica branca (variedade sericita) e minerais

opacos sulfetados. Os minerais sulfetados são representados por cristais de pirita (FeS_2), calcopirita (CuFeS_2) e covelita (CuS). Além disso, observam-se rutilo (TiO_2), zircão (ZrSiO_4) e monazita (Ce,La,Nd,ThPO_4) como minerais acessórios. O arranjo mineral da rocha como um todo pode ser descrito como blastopsefítica. Os componentes da matriz se distribuem de forma heterogênea, contendo faixas ricas em mica branca, outras ricas em quartzo e ainda outras com grandes concentrações de clastos, representando assim, o acamamento sedimentar preservado (Figura 36).

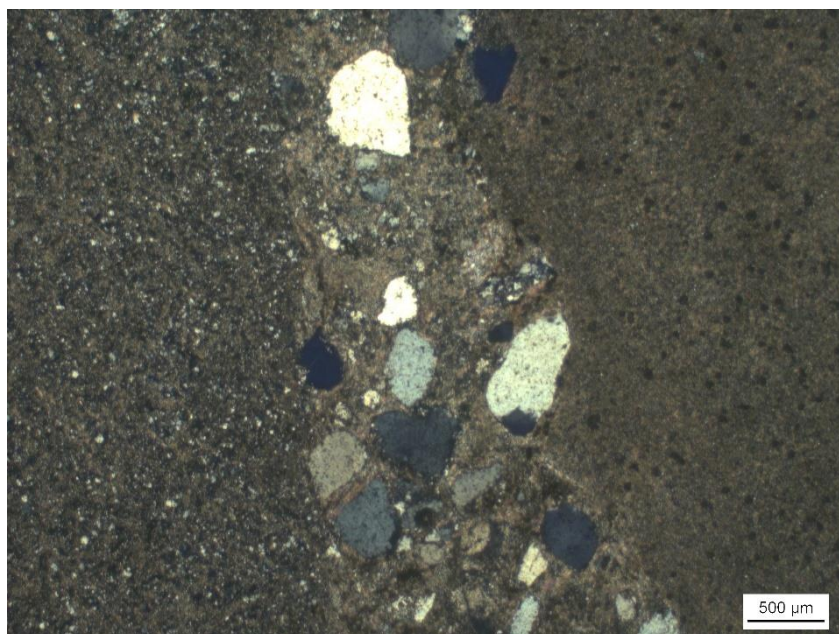


Figura 36. Fotomicrografia da lâmina 18 sob luz transmitida e nicóis cruzados, evidenciando o acamamento sedimentar preservado.

A matriz dessa rocha encontra-se foliada. No entanto, nas porções com maior concentração de mica branca, a foliação se torna mais expressiva, devido a orientação preferencial desses cristais de hábito tabular. Em algumas porções, este metaconglomerado apresenta coloração amarelo avermelhada (Figura 37A), podendo indicar alteração da grande quantidade de sulfetos e/ou percolação de fluidos ricos em óxido de ferro. Pequenos buracos, em formato aproximadamente cúbico (Figura 37B), são muito provavelmente evidências da ocorrência de processos de dissolução de grãos de pirita que ocupavam essas posições.

Assim como as amostras da mina de Ouro Fino, são aqui observados alguns registros de deformação. Cristais de quartzo da matriz exibem, algumas vezes, extinção ondulante, subgrãos e até novos grãos, em resultado à ocorrência de processos de recristalização dinâmica. Essas

estruturas de deformação também se fazem presentes em parte dos clastos de quartzo. Na lâmina 18 foram encontradas porções onde cristais de quartzo apresentam-se deformados em seções alongadas e contato poligonal. Fraturas estão presentes na rocha como um todo e em parte de clastos de quartzo e pirita, como resultado de deformação rúptil. Algumas das fraturas em clastos se encontram parcialmente preenchidas por cristais equigranulares de quartzo em contato poligonal.

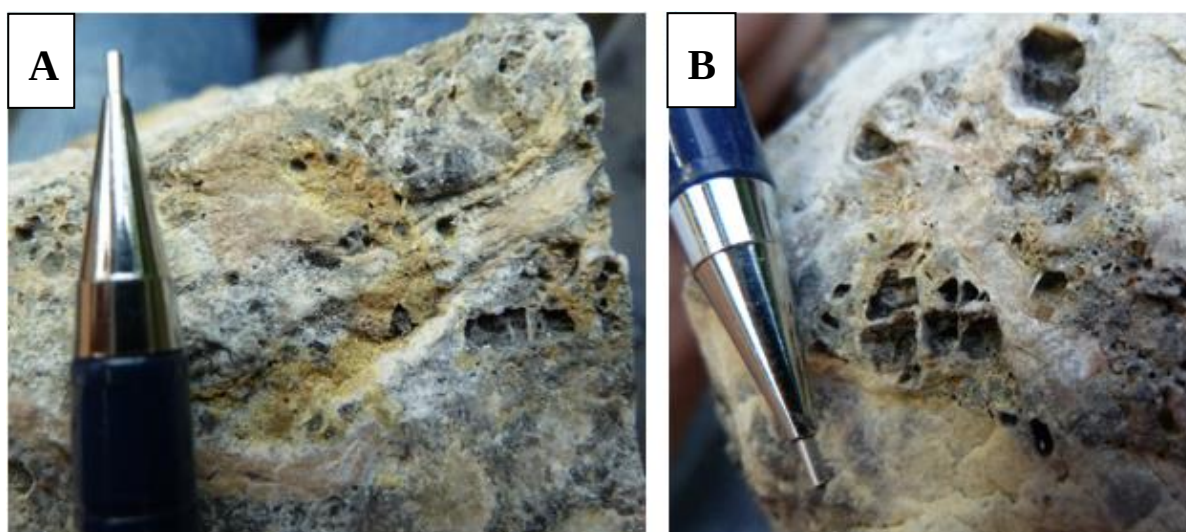


Figura 37. A) Coloração amarelo avermelhado em algumas porções do metaconglomerado piritoso. B) Buracos de dissolução de sulfetos.

Os grãos de pirita observados nas amostras da mina de Palmital foram divididos em 2 grandes grupos, baseando-se principalmente, em seu formato, grau de porosidade e quantidade de inclusões. Devido à grande similaridade entre os tipos de grãos de pirita das amostras da mina de Palmital com os grãos já descritos da mina de Ouro Fino, foram utilizadas as mesmas denominações de classificação de grupos, com o intuito de correlacionar os tipos de grãos de pirita de ambas as minas. Os tipos de pirita encontrados nas amostras da mina de Palmital estão descritos nos itens seguintes e sumarizados na tabela 5.

Tabela 5. Grupos de pirita das amostras da mina de Palmital e suas especificações gerais.

Grupo	Forma	Porosidade	Diâmetro médio (mm)	Grau de arredondamento / grau de esfericidade	Inclusões
2	subédrico a anédrico	porosidade moderada	3,0	subarredondado / esfericidade baixa	Au, mica branca, quartzo, covelita e calcopirita
3	euédrico	pouco porosa a quase ausência total de poros	0,5	-	-

4.3.1 – Caracterização das piritas do grupo 2 – Mina de Palmital

Os grãos de pirita do grupo 2, encontrados nas amostras da mina de Palmital, possuem formatos subédrico a totalmente anédrico com porosidade moderada distribuída uniformemente em todo o grão. Com relação ao grau de arredondamento e esfericidade tem-se 3 subtipos distintos de pirita (Figura 38). O primeiro subtipo é representado por grãos arredondados com esfericidade alta; o segundo, trata-se de grãos subarredondados com esfericidade baixa; por fim, tem-se os grãos de pirita angulosos com esfericidade moderada.

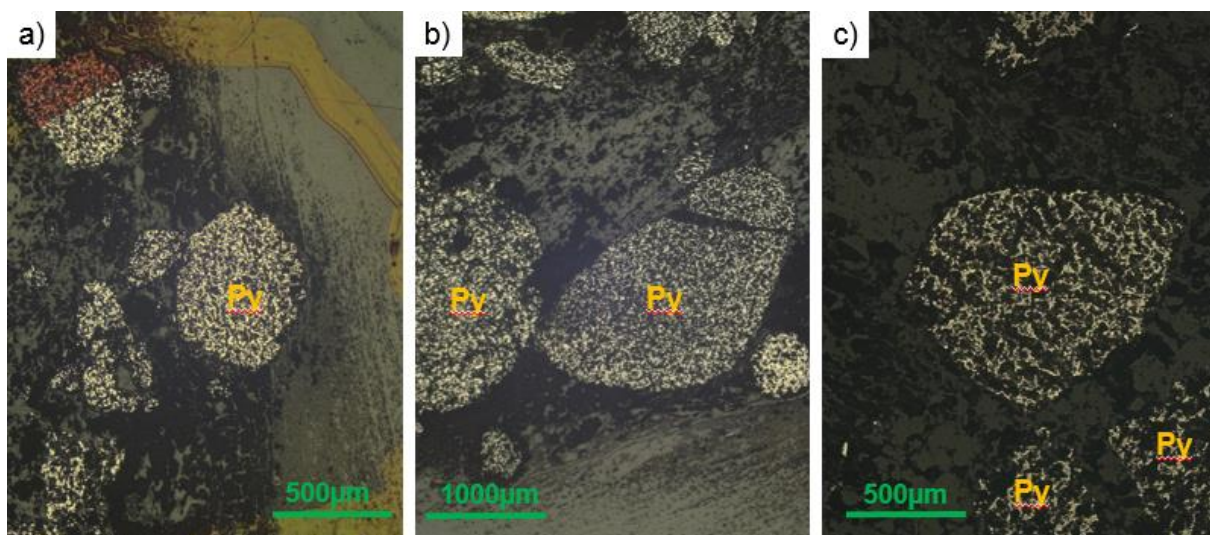


Figura 38. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita anédrica do grupo 2. a) grão arredondado de esfericidade alta com foliação contornando o grão; b) grãos subarredondados com esfericidade baixa; c) grãos angulosos com esfericidade moderada.

De forma geral, esses grãos possuem dimensões variando de 1,0 a 4,0 mm de diâmetro, podendo apresentar-se fraturados. Por vezes, essas fraturas se encontram preenchidas por cristais de quartzo de contato poligonal. Sob aumento de 20x no microscópio óptico com luz refletida, os grãos de pirita deste grupo exibem bordas em formato serrilhado. Em escala microscópica, são encontradas inclusões de quartzo, mica branca, covelita, calcopirita e ouro em alguns dos cristais de pirita do grupo 2. A foliação da rocha contorna os grãos de pirita deste grupo.

4.3.2 – Caracterização das piritas do grupo 3 – Mina de Palmital

Os cristais de pirita deste grupo são representados por grãos euédricos de porosidade moderada, podendo apresentar-se em feições quadradas ou triangulares (Figura 39). Esses grãos possuem dimensões variando de 0,1 a 1,0 mm de diâmetro. Sob microscopia óptica não foi possível identificar inclusões de outros minerais nos grãos de pirita do grupo 3. A foliação das amostras de metaconglomerados da mina de Palmital se truncam com grãos de pirita euédrica deste grupo.

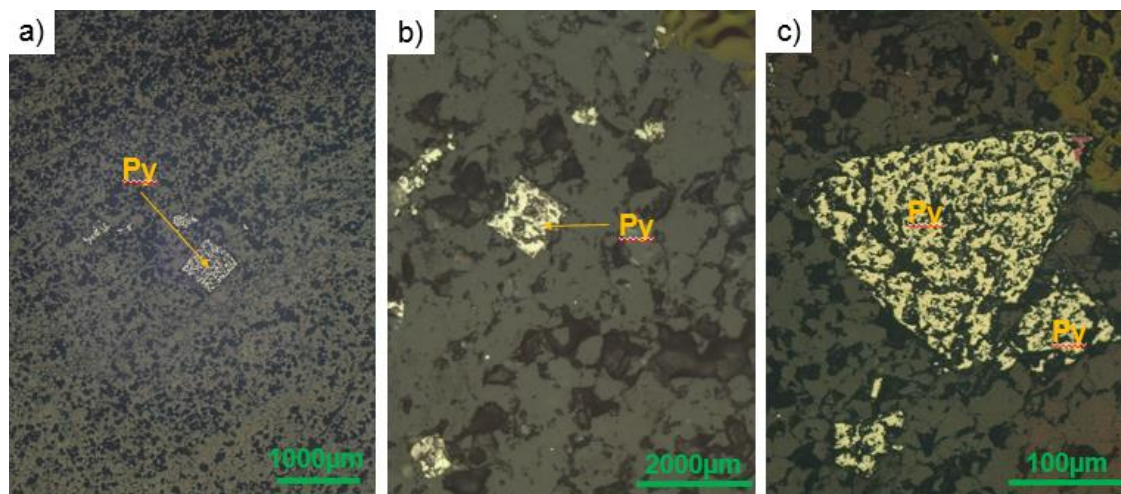


Figura 39. Imagens sob luz refletida e nicóis paralelos de grãos de pirita euédrica do grupo 3 da mina de Palmital. a) grãos euédricos com feição quadrada; b) destaque para grão com feição quadrada; c) grãos de pirita euédrico em feições triangulares.

O estudo de química mineral se baseia em análises pontuais e imagens de elétrons retro-espalhados, como descrito no item 1.5.4. Foram analisadas as lâminas delgadas polidas de amostras provenientes da extremidade sul do Sinclinal Gandarela (lâminas Gan 3, Gan 6 e Gan 7), da mina de ouro de Ouro Fino (lâminas Moeda 1, Moeda 2, Moeda 3 e Moeda 4) e da mina aurífera de Palmital (lâminas 710 e 18). Com relação às amostras do Sinclinal Gandarela, foram analisadas as lâminas como um todo, incluindo silicatos e óxidos e possíveis ouro, minerais de urânio e outros minerais que por ventura não haviam sido identificados na microscopia óptica. Em contrapartida, as análises de química mineral e imagens conduzidas nas amostras das minas de Ouro Fino e Palmital tiveram o intuito de caracterizar, de forma mais detalhada, os 4 grupos de pirita encontrados nas análises microscópicas, objetivando-se ainda, a possível identificação de grãos de ouro e minerais de urânio distribuídos nas amostras.

5.1 – FORMAÇÃO MOEDA NA PORÇÃO SUL DO SINCLINAL GANDARELA

Três lâminas foram analisadas, sendo as lâminas Gan 3 e Gan 6 referentes às porções metaconglomeráticas, e a lâmina Gan 7, à porção metarenítica da Formação Moeda no perfil da serra de Ouro Fino.

5.1.1 – Resultados da lâmina Gan 3

Três campos de minerais foram analisados nesta lâmina confeccionada a partir da amostra de metaconglomerado proveniente de ponto P3 (Figura 40) e estão, resumidamente, descritos a seguir.

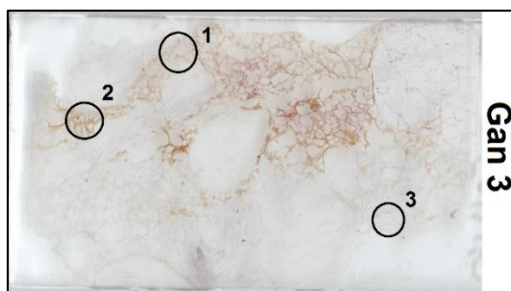


Figura 40. Imagem da lâmina estudada com destaque para os campos analisados (lâmina Gan 3).

- **Campo 1:** composto por rutilo, quartzo, pirofilita e mica branca em meio a matriz (Figura 41);
- **Campo 2:** composto por cianita, pirofilita, mica branca e quartzo em meio a matriz (Figura 42);
- **Campo 3:** composto por grãos de monazita e zircão inclusos em cristal de quartzo (Figura 43).

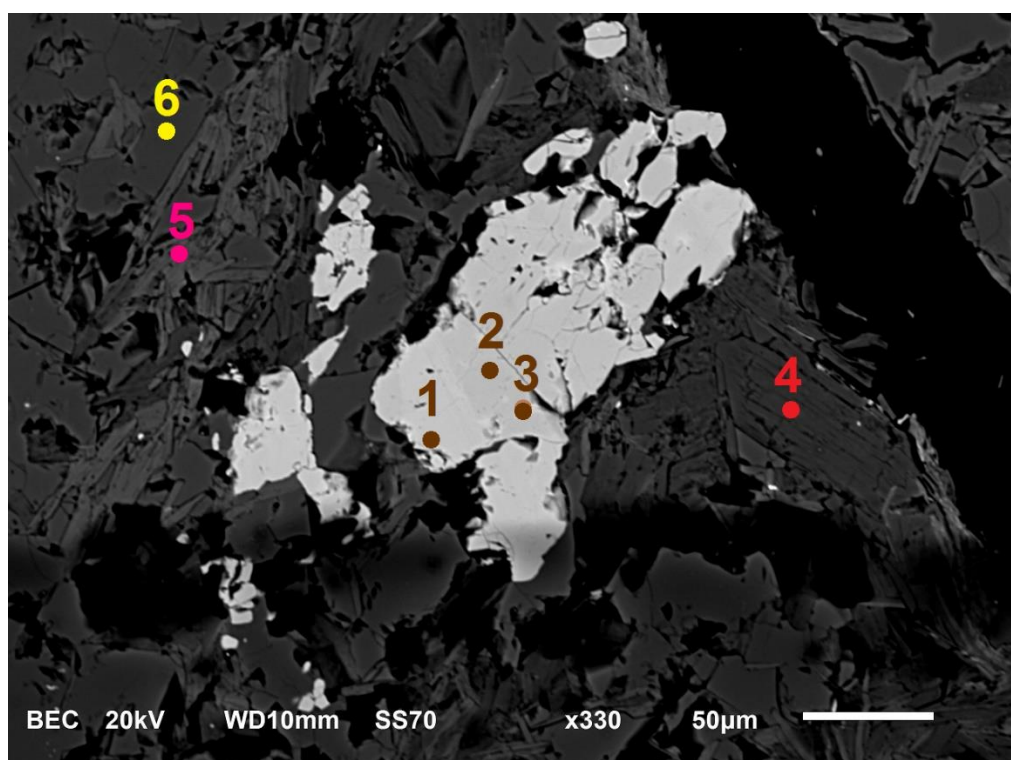


Figura 41. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização dos pontos analisados. Em marrom, rutilo; em vermelho, pirofilita; em rosa, mica branca e em amarelo, quartzo (**campo 1**; lâmina Gan 3).

No campo 1, foram realizadas 3 análises pontuais em grão de rutilo. Os resultados mostram média de teores de TiO_2 em 97,99% e de SiO_2 em 1,06%. Também exibem variações composicionais pouco expressivas, onde, no ponto 2, foi encontrado uma pequena concentração de óxido de vanádio – VO_2 (1,18%), e nos pontos 1 e 3, concentrações de Cr_2O_3 em 0,84% e 0,75%, respectivamente (Figura 41; Tabela 6).

Com relação a pirofilita, foram realizadas 2 análises pontuais, uma no campo 1 e outra no campo 2 (Figuras 41 e 42). Como os resultados são similares, foram tratados em conjunto.

As pirofilitas mostram teores médios de 29,71% em Al_2O_3 e 70,28% em SiO_2 (Tabela 6).

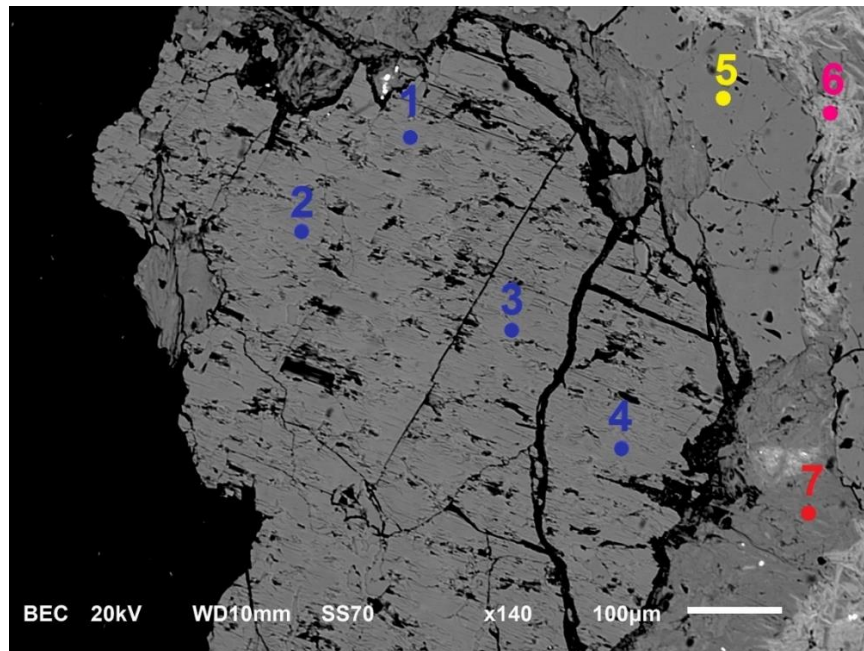


Figura 42. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização dos pontos analisados. Em azul, cianita; em amarelo, quartzo; em rosa, mica branca e em vermelho, pirofilita (**campo 2**; lâmina Gan 3).

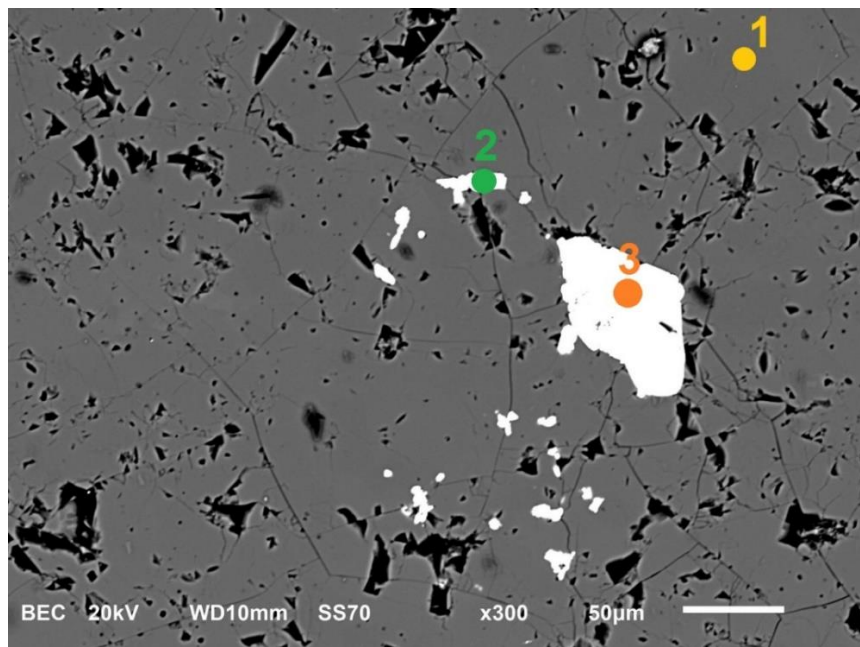


Figura 43. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos pontos analisados. Em verde, monazita; em amarelo, quartzo e em laranja, zircão (**campo 3**; lâmina Gan 3).

Grãos de mica branca foram analisados nos campos 1 e 2 (Figuras 41 e 42; Tabela 6). Os cristais de mica branca mostram média de teores de SiO_2 em 47,18%; de Al_2O_3 em 38,37; de K_2O em 12,28% e de FeO em 2,17%. Esses dados podem ser comparados aos obtidos por Deer *et al.* (1992) para cristais de muscovita, ressaltando que as análises por MEV/EDS não levam em consideração a quantidade de água dos minerais hidratados, com soma total em 100%.

Tabela 6. Resultados de análises químicas em cristais de rutilo, pirofilita e mica branca presentes no metaconglomerado do ponto P3 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.

Lâmina	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3
Grão	rutilo	rutilo	rutilo	pirofilita	mica branca	pirofilita	mica branca
Campo	1	1	1	1	1	2	2
Ponto	1	2	3	4	5	7	6
Al_2O_3				29,61	38,1	29,82	38,64
SiO_2	1,24	1,08	0,94	70,39	46,9	70,18	47,47
K_2O					12,61		11,95
TiO_2	97,92	97,74	98,31				
VO_2		1,18					
Cr_2O_3	0,84		0,75				
FeO					2,4		1,94
Total	100	100	100	100	100	100	100

Com relação à cianita, foram feitas 4 análises pontuais no campo 2. Este mineral mostra teor médio de 35,8% em SiO_2 e de 64,19% em Al_2O_3 (Figura 42; Tabela 7). Segundo Deer *et al.* (1992), trata-se de um aluminossilicato com fórmula química Al_2SiO_5 .

Na análise do campo 3, foi encontrado um mineral não identificado sob microscopia óptica, composto por 31,89 % em Al_2O_3 ; 29,32% em P_2O_5 ; 19,35% em Ce_2O_3 ; 10,06% de La_2O_3 , 7,28% Nd_2O_3 e 2,11% em SiO_2 (Figura 43; Tabela 7; ponto 2). A composição química obtida se assemelha aos dados descritos por Deer *et al.* (1992) e Machado (2003) referentes a cristais de monazita – um fosfato de terras raras.

A composição química do grão de zircão do campo 3 mostra teores de 30,41% de SiO_2 e 69,59% de ZrO_2 (Figura 43; Tabela 7; ponto 3), composição próxima daquela ideal descrita por Deer *et al.* (1992).

Em todas as análises conduzidas em grãos de quartzo, representados por pontos amarelos nos campos 1, 2 e 3 (Figuras 41, 42 e 43), a composição consistiu-se, exclusivamente, por SiO_2 . Pela regularidade composicional, dispensou-se a disposição de seus dados nas tabelas deste subitem.

Tabela 7. Resultados de análises químicas em cristais de cianita, monazita e zircão presentes no metacongomerado do ponto P3 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.

Lâmina	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3	Gan 3
Grão	cianita	cianita	cianita	cianita	monazita	zircão
Campo	2	2	2	2	3	3
Ponto	1	2	3	4	2	3
Al_2O_3	63,26	64,33	64,39	64,79	31,89	
SiO_2	36,74	35,67	35,61	35,21	2,11	30,41
P_2O_5					29,32	
ZrO_2						69,59
La_2O_3					10,06	
Ce_2O_3					19,35	
Nd_2O_3					7,28	
Total	100	100	100	100	100	100

5.1.2 – Resultados da lâmina Gan 6

Nesta lâmina, confeccionada a partir da amostra de metacongomerado do ponto P6, foi analisado apenas um campo, que se encontra descrito a seguir (Figura 44).



Figura 44. Imagem da lâmina Gan 6 com destaque para o campo estudado.

- **Campo 1:** composto por rutilo com fraturas preenchidas por quartzo e mica branca na borda do grão (Figura 45).

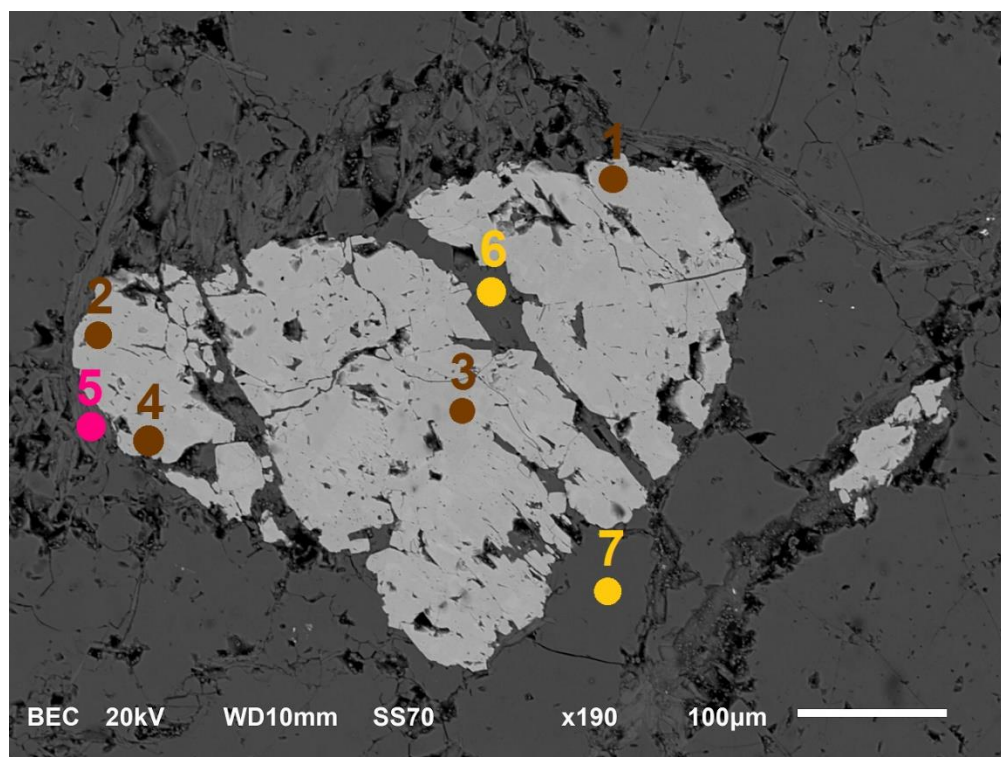


Figura 45. Imagem de elétrons retro-espalhados com a localização das análises químicas realizadas. Em marrom, rutilo; em rosa, mica branca e em amarelo, quartzo (**campo 1**; lâmina Gan 6).

Foram efetuadas 7 análises químicas pontuais no único campo estudado sob MEV desta lâmina (Figura 45; Tabela 8). Dentre as análises, 4 pontos se situaram sobre o grão de rutilo fraturado, 1 ponto sobre o grão de mica branca na adjacência e 2 análises em material quartzoso. O grão de rutilo apresenta composição química com teor médio de 98,18% em TiO_2 e 1,43% em SiO_2 . Além disso, a análise do ponto 3 exibe uma inexpressiva concentração de Al_2O_3 (0,53%), o que pode ser resultado de uma contaminação devido à proximidade com outros minerais ricos em alumínio. O grão de rutilo apresenta fraturas, onde, com base nas análises químicas, encontram-se preenchidas por quartzo. Nas bordas externas do rutilo se faz presente uma palheta de mica branca, de composição de 34,23% de Al_2O_3 ; 51,12% de SiO_2 ; 11,94% de K_2O ; 1,72% de FeO e 0,99% de NaO . Segundo Deer *et al.* (1992), tal composição química classifica este grão de mica branca como muscovita.

Tabela 8. Resultados de análises químicas em cristais de rutilo, mica branca e quartzo no metacongomerado do ponto P6 na extremidade sul do Sinclinal Gandarela.

Lâmina	Gan 6	Gan 6	Gan 6	Gan 6	Gan 6	Gan 6	Gan 6
Grão	rutilo	rutilo	rutilo	rutilo	mica branca	quartzo	quartzo
Ponto	1	2	3	4	5	6	7
NaO					0,99		
Al ₂ O ₃			0,53		34,23		
SiO ₂	0,96	1,4	1,37	1,99	51,12	100	100
K ₂ O					11,94		
TiO ₂	99,04	98,6	97,07	98,01			
FeO					1,72		
Total	100	100	100	100	100	100	100

5.1.3 – Resultados da lâmina Gan 7

Um único campo foi analisado nesta lâmina, Gan 7, confeccionada a partir de amostra de metarenito do ponto P7 (Figura 46). A descrição do campo está sumarizada a seguir.

**Figura 46.** Imagem da lâmina estudada, Gan 7, com destaque para o campo analisado.

- **Campo 1:** composto por grão de monazita incluso em quartzo (Figura 47).

Neste campo foram efetuadas uma análise em um grão que mostra um brilho muito forte na imagem de elétrons retro-espalhados, e outra em um cristal de quartzo (Tabela 9). Com base nas análises químicas, trata-se de grão de monazita que apresenta 25,1% de P₂O₅; 33,6% de Ce₂O₃; 18,9% de La₂O₃; 10,6% de Nd₂O₃; 6,7% de SiO₂; 3,9% de Ag₂O e 1,1% de CaO, incluso em grão de quartzo. Importante destacar a presença de Ag na composição da monazita analisada neste campo que a difere de todos os outros grãos do mesmo mineral analisados neste trabalho.

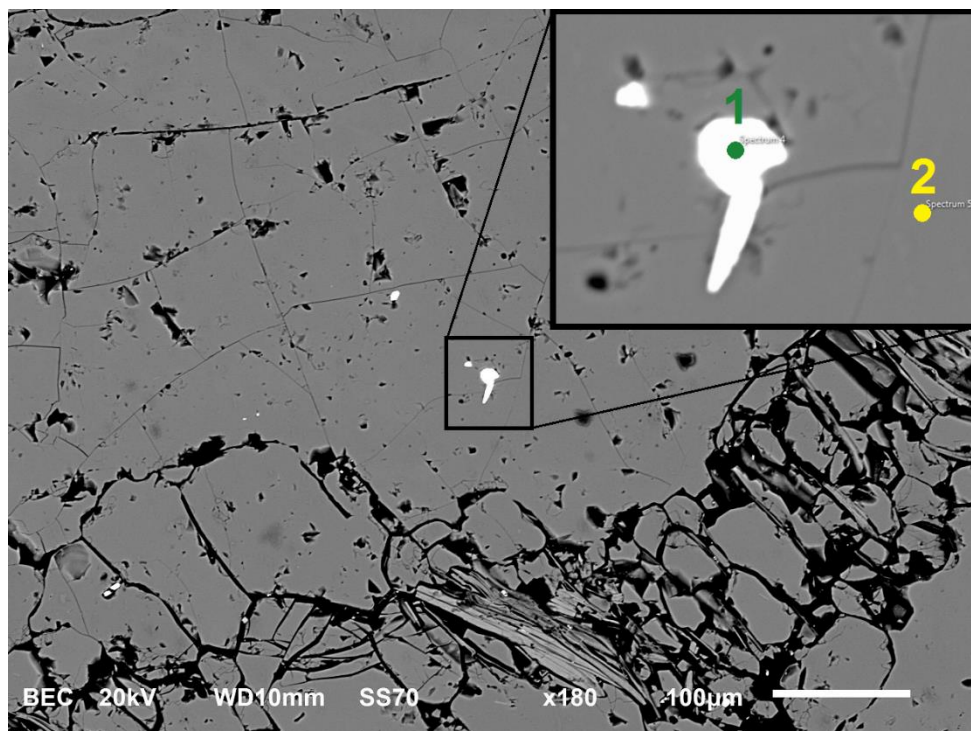


Figura 47. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos dois pontos analisados. Em verde, monazita e em amarelo, quartzo (**campo 1**; lâmina Gan 7).

Tabela 9. Resultados de análises de química mineral em cristais de monazita inclusa em quartzo presentes no metarenito do ponto P7 - extremidade sul do Sinclinal Gandarela.

Lâmina	Grão	Ponto	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Ag ₂ O	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Total
Gan 7	monazita	1	6,7	25,1	1,1	3,9	18,9	33,6	10,6	100
Gan 7	quartzo	2	100							100

5.2 – GRUPOS DE PIRITA DA FORMAÇÃO MOEDA NAS MINAS AURÍFERAS DE OURO FINO E PALMITAL E MINERALIZAÇÕES NA MATRIZ

A caracterização química dos 4 tipos de pirita encontrados nas lâminas das minas de Ouro Fino e Palmital encontra-se resumida na tabela 10, seguido de descrições detalhadas.

Tabela 10. Tabela resumo das características dos 4 grupos de pirita com dados de composição química dos grãos e das inclusões presentes.

GRUPO	FORMA	POROSIDADE	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	INCLUSÕES ANALISADAS QUIMICAMENTE
1	anédrico	muito porosa a estrutura esqueletiforme	(62-65% S; 35% Fe) ± 2,5% Hg	Galena (PbS) e monazita (fosfato de ETR)
2	subédrico a anédrico	porosidade moderada	(60-65% S; 33-35% Fe) ± (4% Mo; 1,8% As; 2,2% Hg e 1,6% Co)	Ouro (80-94% Au e 5-7% Ag) ± (Hg; Nb e Pt); calcopirita (CuFeS ₂); galena (PbS); monazita (fosfato de ETR) e rutilo (TiO ₂)
3	euédrico	pouco porosa a quase ausência total de poros	(58,9% S; 33,4% Fe) + 5,6% Mo e 1,9% Hg	Mineral secundário de urânio (óxido de U e Ti) e monazita (fosfato de ETR)
4	euédrico	porosidade regular no centro e ausência quase total de poros nas bordas	63,9% S e 36% Fe	sem inclusões

5.2.1 – Caracterização das piritas do grupo 1

Grãos de pirita do grupo 1, anédricos e muito porosos, por vezes, com estrutura esqueletiforme, já descritos morfologicamente no item 4.2.1, foram analisados quimicamente em dois campos como descrito a seguir.

- **Campo 1:** grão de pirita poroso do tipo 1 com inclusões de galena e monazita (Figura 48);
- **Campo 2:** grão de pirita esqueletiforme do tipo 1 com inclusões de monazita (Figura 49).

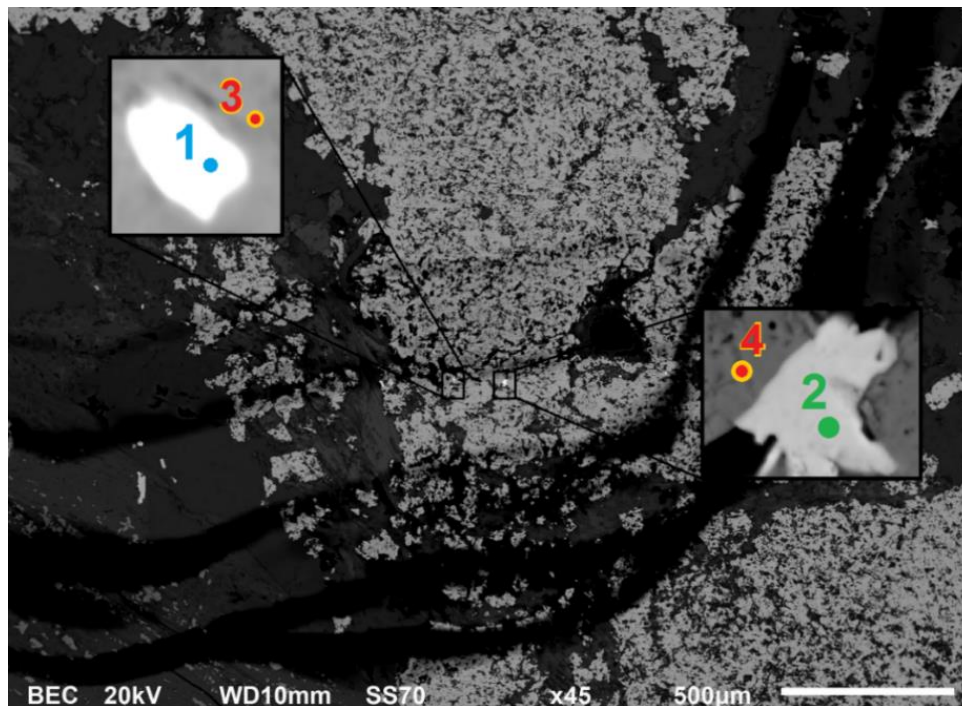


Figura 48. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização dos pontos analisados. Em azul claro, galena; em verde, monazita e em amarelo com vermelho, pirita (**campo 1**).

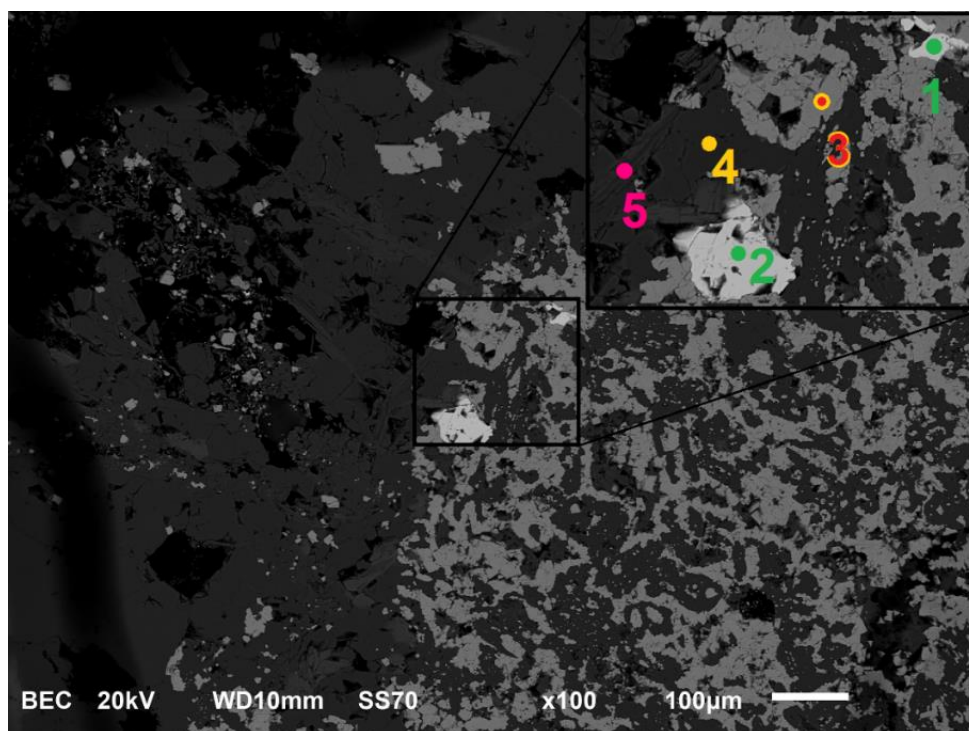


Figura 49. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em verde, monazita; em amarelo com vermelho, pirita; em amarelo, quartzo e em rosa, mica branca (**campo 2**).

No campo 1 foi possível identificar inclusões de galena (**PbS**) e monazita ((**Ce,Nd,Y,Dy,Sm,Nd,Th**)(**PO₄**)) em grão de pirita do grupo 1 (Figura 48; Tabela 11). As análises nos grãos de pirita exibem a clássica composição química para este sulfeto, cerca de 65% em S e 35% em Fe, baseando-se nos dados de Deer *et al.* (1992). No grão de galena foi realizado apenas uma análise química, com resultado de 94,7% em Pb e 5,3% em Fe. Esta composição difere dos dados obtidos por Derr *et al.* (1992), que definem teores de 87% em Pb e 13% em S para este mineral. Tal disparidade composicional se deve a erros de sobreposição de picos de energia dos elementos Pb e S calculados pelo *software* da análise química. Os dados de química mineral obtidos para o grão de monazita exibem teores de 27,5% de P₂O₅; 29,1% de Nd₂O₃; 26,7% de Ce₂O₃; 8,4% de La₂O₃ e 6,6% de SmO₂. Como descrito por Derr *et al.* (1992), esses dados caracterizam a típica composição química para um fosfato de terras raras, a monazita.

No campo 2, o grão de pirita esqueletiforme exibe teor de 2,45% em Hg (Figura 49; Tabela 11), o que o difere um pouco do grão muito poroso analisado no campo 1. Em relação aos teores de S e Fe, apresenta valores considerados dentro do limite da composição química ideal para este sulfeto, representado por 62% e 35%, respectivamente. Foram realizadas 2 análises pontuais sob inclusões de monazita no grão de pirita deste campo (Figura 49). Os resultados exibem teor composicional médio um pouco diferente do grão analisado no campo 1, com maiores concentrações em óxido de La e Ce, menores teores em óxido de P e Nd, além de possuir elementos em forma de óxido menos expressivos, como Pr, Ir, Th e Ca (Tabela 11). A mica branca analisada na borda do grão de pirita exibe teores de 48,5% de SiO₂; 36,6% de Al₂O₃ e 14,8% de K₂O, caracterizando-a como muscovita segundo os dados de Deer *et al.* (1992).

Tabela 11. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 1, inclusões e minerais ao redor.

Mineral	pirita	pirita	pirita	galena	-
Campo	1	1	2	1	
Ponto	3	4	3	1	
S	64,32	64	62,1		
Fe	35,68	35,42	35,45	5,3	
As		0,59			
Hg			2,45		
Pb				94,7	
Total	100	100	100	100	-
-	-	-	-	-	-
Mineral	monazita	monazita	monazita	quartzo	mica branca
Campo	1	2	2	2	2
Ponto	2	1	2	4	5
SiO₂	1,64			100	48,55
Al₂O₃					36,66
K₂O					14,8
P₂O	27,56	23,01	20,87		
CaO		0,62			
La₂O₃	8,42	17,79	22,2		
Ce₂O₃	26,67	34,78	35,91		
Pr₂O₃		2,59	3,27		
Nd₂O₃	29,11	14,02	11,98		
IrO₂		4,91	5,77		
SmO₂	6,62				
ThO₂		2,28			
Total	100	100	100	100	100

5.2.2 – Caracterização das piritas do grupo 2

Os grãos de pirita do grupo 2, anédricos com porosidade regular, descritos morfológicamente nos itens 4.2.2 e 4.3.1, foram estudados sob MEV/EDS, onde foi possível analisar a composição química de algumas inclusões já identificadas na microscopia óptica, referindo-se ao ouro e calcopirita, além de outras inclusões de minerais identificadas apenas sob MEV, como galena, monazita e rutilo (Tabela 10). As análises químicas também foram conduzidas na cauda de alívio de pressão exibida em alguns dos grãos de pirita do tipo 2, e em porções quadradas de menor brilho, em imagem de elétrons retro-espalhados, que fazem parte do próprio grão de pirita.

As inclusões de ouro identificadas na imagem de elétrons retro-espalhados apresentam brilho mais expressivo que os minerais ao redor, dimensões micrométricas e formatos variáveis, não seguindo padrões de forma (Figuras 50 e 51). De maneira geral, as análises químicas no ouro incluso em piritas do grupo 2 exibem teores médios de 80-94% em Au e 5-7% em Ag (Tabela 12). Além da composição geral para as inclusões de ouro, no ponto 1 (Figura 50B, Tabela 12), foi encontrado cerca de 6% de Hg. No ponto 1 (Figura 51A, Tabela 12), foram encontrados 5% de Nb; 3,5% de Pt e quantidades pouco expressivas de Ta, W. No ponto 2 (Figura 51B, Tabela 12), foram determinados 4,9% de Nb; 4,3% de Pt e quantidades menores de Fe, Al e Ta (Figura 51B). Por fim, foi encontrada uma concentração menor do que 2% de Fe na inclusão de ouro analisada no ponto 3 da Figura 51B.

Como os valores de composição química obtidos para os grãos de pirita deste grupo apresentaram resultados semelhantes, os dados foram tratados em conjunto. Desta forma, os grãos de pirita exibem teor médio de 64,3% de S e 34,1% de Fe, podendo apresentar em torno de 1,6% de Co e até 1,8% de As (Figuras 50 e 51; Tabela 12). Segundo os dados de Deer *et al.* (1992), esta é uma composição ideal para cristais de pirita.

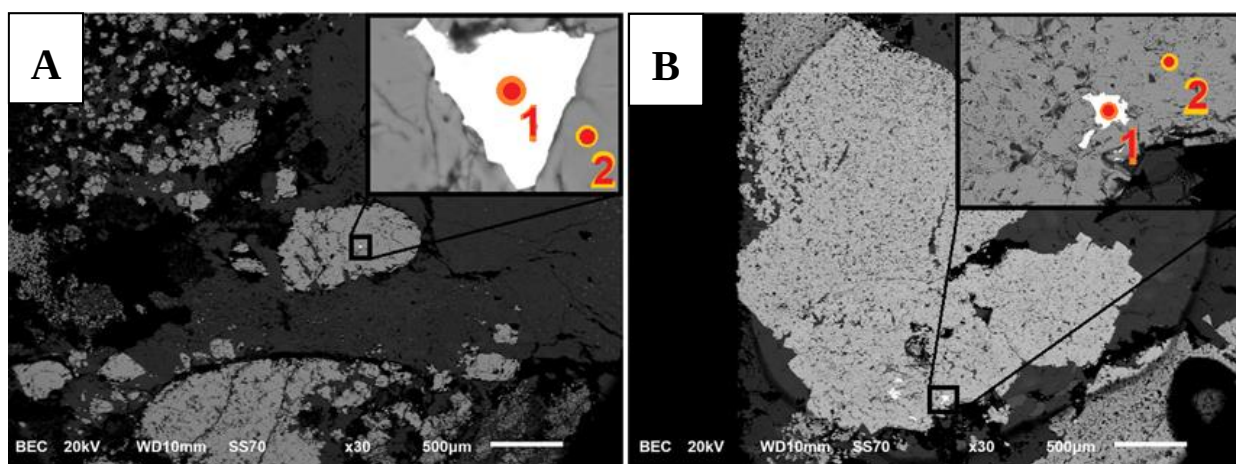


Figura 50. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em laranja com vermelho, inclusões de ouro em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).

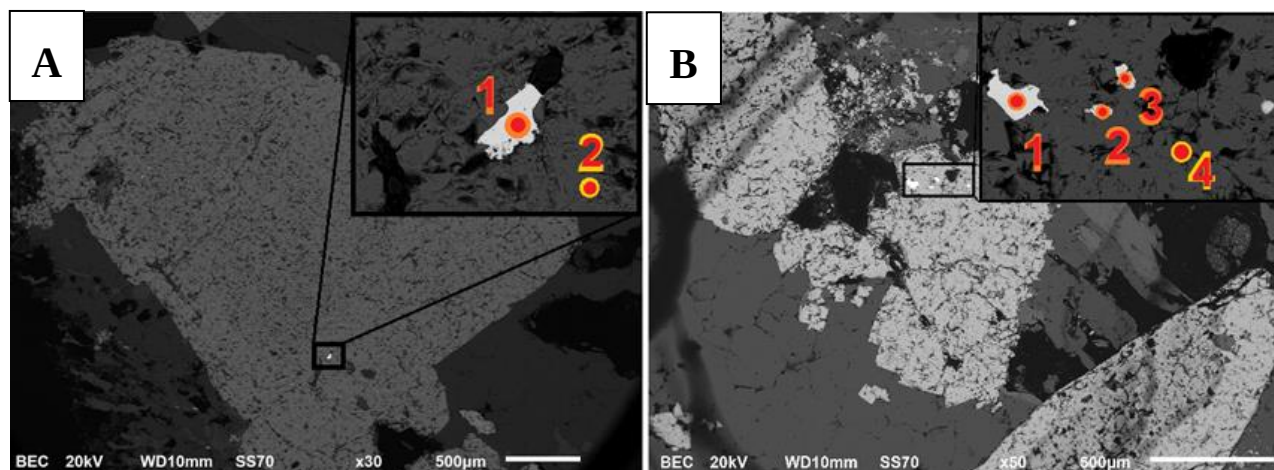


Figura 51. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em laranja com vermelho, inclusões de ouro em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).

Tabela 12. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de ouro.

Mineral	ouro	pirita	ouro	pirita	ouro	pirita	ouro	ouro	ouro	pirita
Imagem	50A	50A	50B	50B	51A	51A	51B	51B	51B	51B
Ponto	1	2	1	2	1	2	1	2	3	4
S		63,65		65,2		64,25				64,14
Fe		32,98		34,8		33,2	0,93	2,13	1,27	35,86
Al							2,79	0,83		
Co		1,64								
Hg			6,09							
As		1,73				0,43				
Ag	5,28		7,71		6,31		5,95	5,6	5,46	
Au	94,72		86,2		79,51		90,33	80,48	93,27	
Nb					5,05			4,95		
Ta					1,55			1,7		
W					0,91					
Pt					3,47			4,3		
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Inclusões de galena, assim como as inclusões de ouro, apresentam elevado brilho em imagens de elétrons retro-espalhados e dimensões micrométricas. Essas inclusões foram analisadas em dois campos, onde os resultados mostram teores em torno de 70% em Pb e 26% em S, além de quantidades inexpressivas de Si e Al (Figura 52; Tabela 13).

Os pontos analisados nos grãos de pirita com inclusão de galena exibem teores médios de 64% em S e cerca de 34% em Fe (Tabela 13). Concentrações de 2,18% em Hg e 0,9% em

As são observadas nas análises do ponto 2 da figura 52A e do ponto 2 da figura 52B, respectivamente.

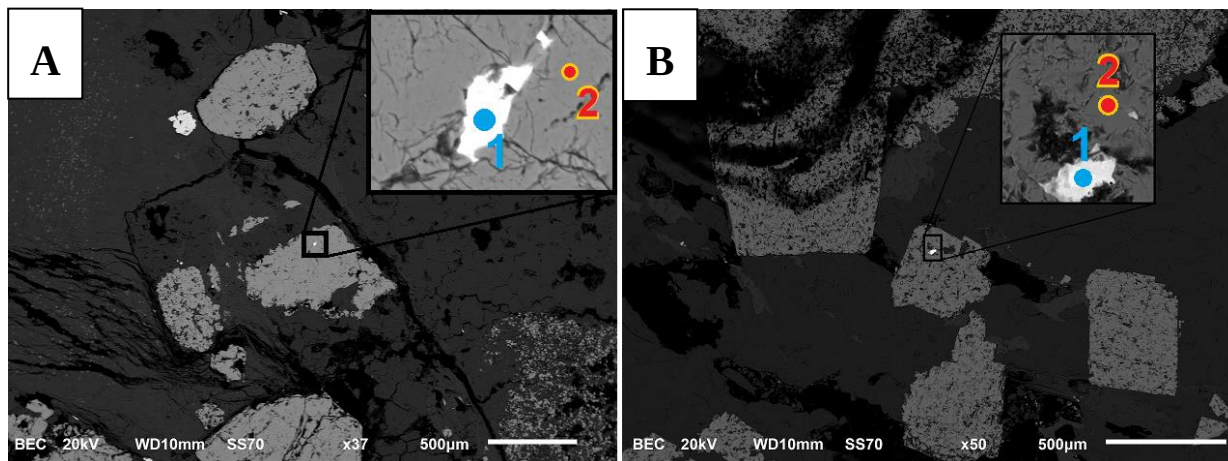


Figura 52. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em azul claro, galena inclusa em grãos de pirita do tipo 2 (amarelo com vermelho).

Tabela 13. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de galena.

Mineral	Imagem	Ponto	S	Fe	Hg	Pb	Al	Si	As	Total
galena	A	1	26,47	2,07		71,45				100
pirita	A	2	64,45	33,37	2,18					100
galena	B	1	26,14	1,53		70,65	0,42	1,26		100
pirita	B	2	64,46	34,63					0,91	100

Grãos de calcopirita estão, na maioria das vezes, como inclusões ou associados à pirita do grupo 2. Foram realizadas 3 análises químicas pontuais em inclusões de calcopirita, onde os resultados obtidos exibem teores médios de 44,9% em S; 26,4% em Fe e 28,6% em Cu (Figura 53; Tabela 14).

Os resultados das análises químicas conduzidas nos grãos de pirita do tipo 2 com inclusões de calcopirita mostram teores médios de 60-65% em S e 34% em Fe, além de concentrações de 4% em Mo e 1,7% em As no ponto 2 analisado na figura 53A (Tabela 14).

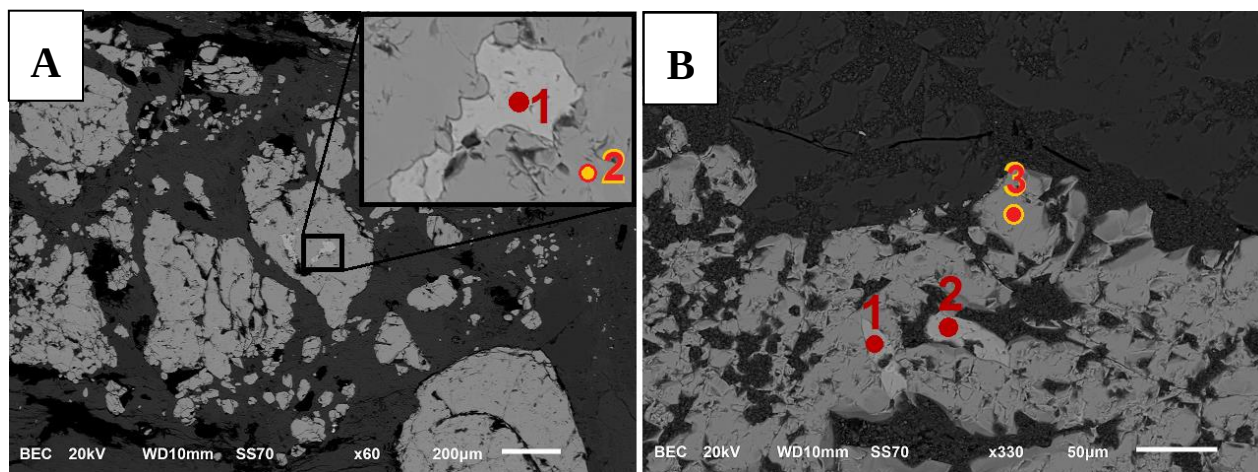


Figura 53. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em vermelho escuro, calcopirita inclusa em grãos de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho).

Tabela 14. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do tipo 2 e inclusões de calcopirita.

Mineral	Imagem	Ponto	S	Fe	Cu	Mo	Hg	Total
calcopirita	A	1	45,42	26,07	28,51			100
pirita	A	2	60,95	33,22		4,07	1,76	100
calcopirita	B	1	43,77	27,1	29,13			100
calcopirita	B	2	45,61	26,28	28,12			100
pirita	B	3	65,05	34,95				100

Inclusões de monazita em grãos de pirita do grupo 2 foram analisadas quimicamente em 2 pontos. Em ambas as análises, pode-se dizer que são fofato de terras raras, no entanto, suas composições diferem bastante (Figura 54A; Tabela 15). No ponto 1 (Figura 54A), o grão de monazita exibe teor de 28,7% em P_2O_5 ; 35% em Ce_2O_3 ; 18,2% em La_2O_3 e 17,9% em Nd_2O_3 . Em contrapartida, no ponto 2 (Figura 54A), este mesmo mineral apresenta-se constituído por 35,1% em P_2O_5 ; 43,4% em Y_2O_3 ; 9,25% em Gd_2O_3 e 8,4% em Dy_2O_3 , além de quantidades insignificantes de Al_2O_3 e SiO_2 .

Em alguns poucos grãos de pirita do tipo 2 são observadas inclusões de rutilo com grãos de quartzo no centro, com teores de 100% de TiO_2 e SiO_2 , respectivamente (Figura 54B).

Os dados de análise química obtidos para os grãos de pirita com inclusões de monazita e rutilo diferem um pouco entre si. No ponto 3 (Figura 54A; Tabela 15), a análise pontual da pirita mostra teores de 4,3% em Mo e 2,18% em Hg, além dos constituintes essenciais deste tipo de sulfeto, 61,06% em S e 33,37% em Fe. Por outro lado, o grão de pirita com inclusão de

rutilo apresenta apenas cerca de 64% em S e 36% em Fe em sua composição química (Figura 54B; Tabela 15).

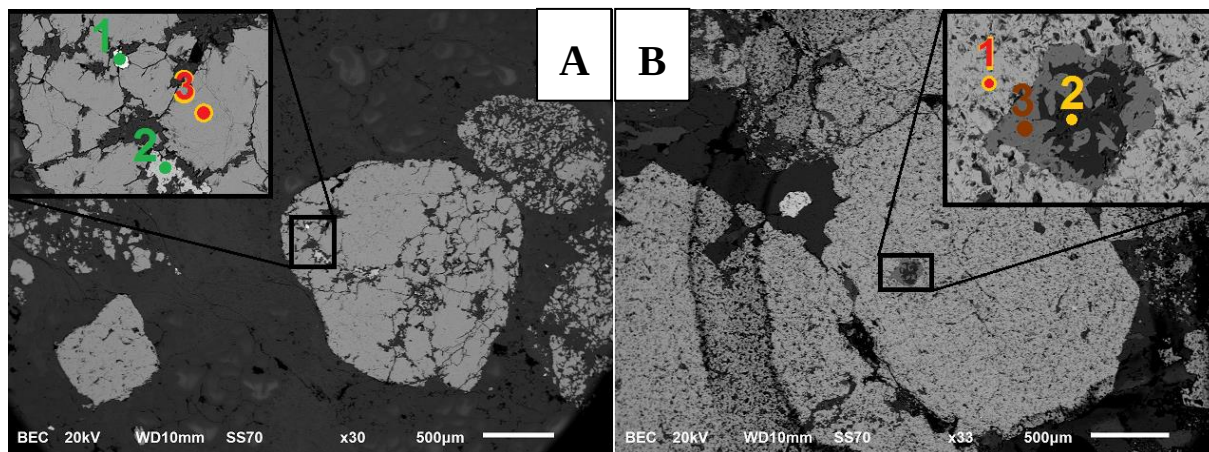


Figura 54. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Em verde, grãos de monazita inclusos em pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho). B) Em marrom, inclusão de rutilo, com quartzo no centro (amarelo), em grão de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho).

Em vários grãos de pirita anédricas a subédricas e porosas do grupo 2, é possível observar cauda de alívio de pressão junto com a foliação que contorna os grãos (Figura 55A). Através da microscopia eletrônica de varredura, foi possível realizar análises químicas nas caudas de alívio de pressão, onde foram observadas clorita na porção central e mica branca na parte mais externa da cauda. Os dados obtidos exibem teores médios de 26,8% em SiO_2 ; 23,5% em Al_2O_3 ; 33,6% em FeO e 15,9% em MgO para o grão de clorita; e basicamente, 48,3% em SiO_2 ; 36,5% em Al_2O_3 e 13% em K_2O para a porção externa dominada por mica branca (Tabela 16). Segundo os dados de Deer *et al.* (1992), a clorita trata-se de uma Mg-Fe clorita e os resultados de química mineral da mica branca se assemelham aos teores para ideais para muscovita.

Na imagem de elétrons retro-espalhados da figura 55B é possível observar zonas mais escuras em feições quadradas, que fazem parte do próprio grão de pirita. Foram realizadas 2 análises químicas pontuais sob essas zonas e 1 análise no grão de pirita fora da zona, a fim de se comparar os resultados obtidos. Analisando os dados obtidos, observa-se que as análises realizadas sob as porções escurecidas apresentam cerca de 4% de teor de Mo como maior diferença em relação ao ponto analisado sob a porção de maior brilho, indicando assim,

concentrações pontuais de Mo em certas porções de grãos de pirita do grupo 2. De forma geral, todas as análises no grão de pirita exibem teor composicional ideal para este tipo de sulfeto, cerca de 58 a 64% em S e 35% em Fe (Tabela 16).

Tabela 15. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 2 com inclusões de monazita e rutilo com quartzo no centro.

Mineral	pirita	pirita	-	-
Imagem	A	B		
Ponto	3	1		
S	61,06	63,98		
Fe	33,37	36,02		
Mo	4,38			
Hg	2,18			
Total	100	100	-	-
-	-	-	-	-
Mineral	monazita	monazita	quartzo	rutilo
Imagem	A	A	B	B
Ponto	1	2	2	3
SiO ₂		2,17	100	
P ₂ O ₅	28,72	35,13		
Al ₂ O ₃		1,65		
La ₂ O ₃	18,26			
Ce ₂ O ₃	35,04			
Nd ₂ O ₃	17,98			
Y ₂ O ₃		43,39		
Gd ₂ O ₃		9,25		
Dy ₂ O ₃		8,41		
TiO ₂				100
Total	100	100	100	100

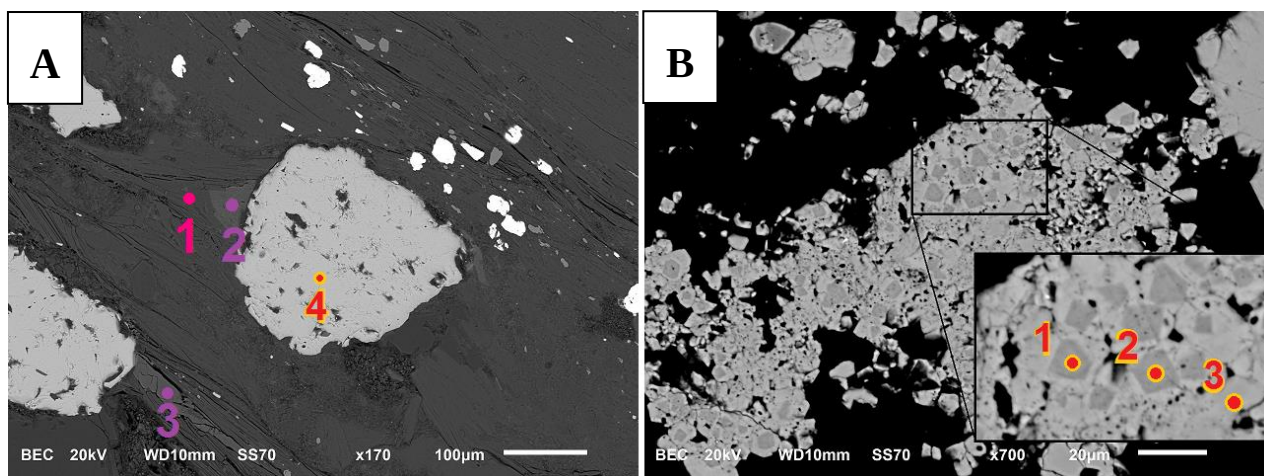


Figura 55. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Minerais presentes na cauda de alívio de pressão de grão de pirita do grupo 2 (amarelo com vermelho); em rosa, mica branca e em roxo, clorita. B) Grão de pirita do grupo 2 com destaque para porções com concentrações de Mo em feições quadradas.

Tabela 16. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 2 com cauda de alívio de pressão e concentrações de Mo em feições quadradas.

Mineral	pirita	pirita	pirita	pirita
Imagem	A	B	B	B
Ponto	4	1	2	3
S	64,47	59,04	58,58	62,19
Fe	35,53	34,84	34,48	34,96
Al		0,2		
Si		0,59	0,67	
Hg		1,95	1,85	1,92
Mo		3,38	4,42	
As				0,3
Total	100	100	100	100
Mineral	mica branca	clorita	clorita	-
Imagem	A	A	A	
Ponto	1	2	3	
SiO ₂	48,3	26,69	27,08	
FeO	1,34	33,17	34,15	
Al ₂ O ₃	36,5	23,85	23,25	
MgO	0,77	16,28	15,52	
K ₂ O	13,09			
Total	100	100	100	-

5.2.3 – Caracterização das piritas do grupo 3

Os grãos de pirita do grupo 3, euédricos com pouca a quase nenhuma porosidade, descritos morfológicamente nos itens 4.2.3 e 4.3.2, foram analisados quimicamente sob MEV em dois campos descritos a seguir:

- **Campo 1:** grão de pirita euédrico com inclusão de mineral secundário de urânio (Figura 56);
- **Campo 2:** grão de pirita euédrico com inclusão de monazita (Figura 57).

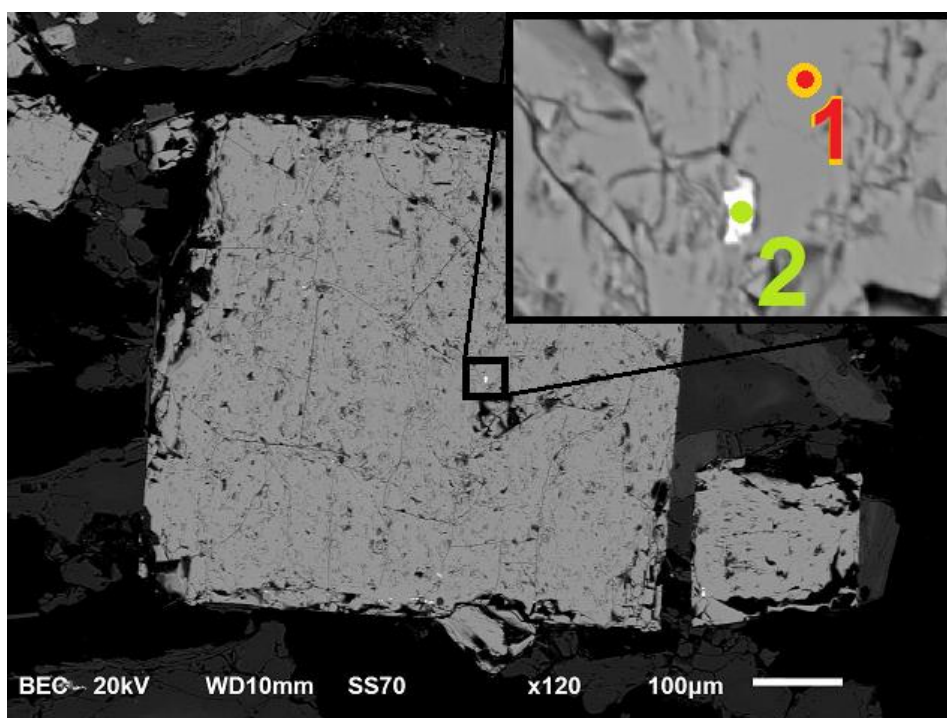


Figura 56. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em amarelo com vermelho, pirita e em verde claro, mineral secundário de urânio (campo 1).

No campo 1, o grão de pirita apresenta composição característica para este sulfeto, cerca de 64,5% em S e 35,5% em Fe, segundo dados obtidos por Deer *et al.* (1992) (Figura 56; Tabela 17). Sob MEV, foram observadas inclusões micrométricas e com alto brilho em imagens de elétrons retro-espalhados de um mineral secundário de urânio (Figura 56). Os dados químicos obtidos mostram teores de 55,4% em U; 15,5% em Ti; 8,9% em Th; 8,4% em Fe, além de quantidades menos expressivas de Pb, S e Si (Figura 56; Tabela 17). Este resultado se assemelha

àqueles obtidos por Dahlkamp (1991) e International Atomic Energy Agency (2009) para brannerita, um óxido secundário de U e Ti.

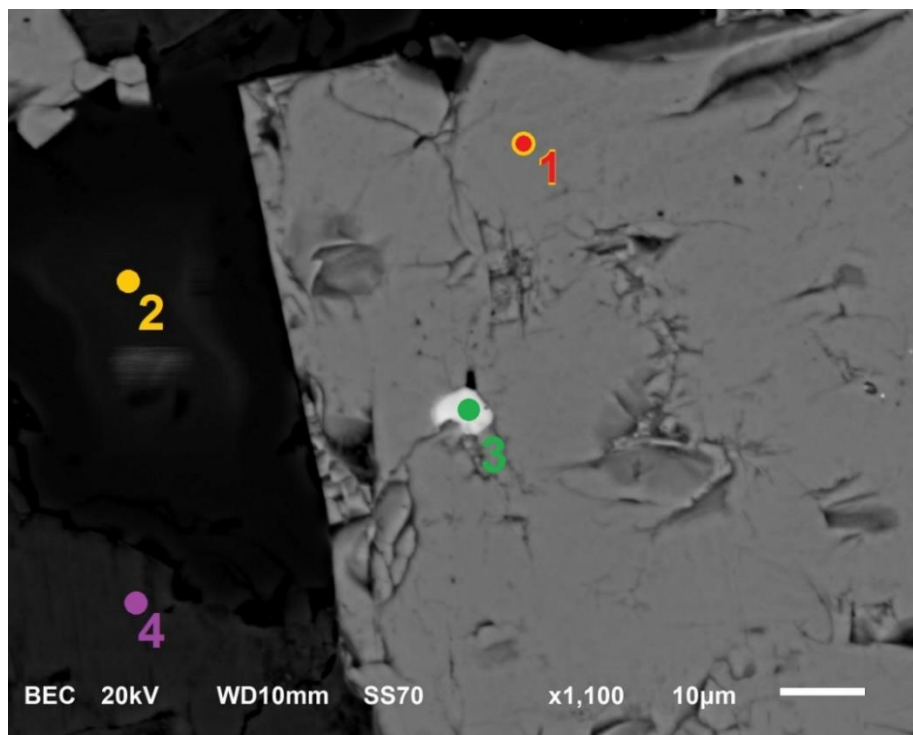


Figura 57. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em amarelo com vermelho, pirita; e em amarelo, quartzo; em verde, monazita e em roxo, clorita (**campo 2**).

No campo 2, pode ser observada uma inclusão de monazita no grão de pirita do grupo 3, além de quartzo e clorita nas bordas exteriores do grão (Figura 57; Tabela 17). Uma única análise no grão de pirita euédrica deste campo mostra teores de 5,69% em Mo e 1,94% em Hg, além da composição clássica para este sulfeto, com cerca de 58,9% em S e 33,4% em Fe, assim como descrito por Deer *et al.* (1992). A inclusão de monazita exibe teores de 32,8% em P_2O_5 ; 31,6% em Nd_2O_3 ; 21,4% em Ce_2O_3 e outros elementos em óxido menos expressivos, como Mg, Si e S. Assim como descrito nos itens anteriores, segundo Deer *et al.* (1992), esta composição também se enquadra na classificação para fosfato de terras raras. Por fim, o cristal de clorita exibe teores de 32,6% em FeO; 26,3% em SiO_2 ; 23,9% em Al_2O_3 e 17,3% em MgO, tratando-se assim de Mg-Fe clorita de acordo com Deer *et al.* (1992).

Tabela 17. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 3, inclusões e minerais adjacentes.

Mineral	Pirita	Mineral secundário de urânio	Pirita
Campo	1	1	2
Ponto	1	2	1
Si		3,48	
S	64,5	4,39	58,96
Ca		1,14	
Fe	35,5	8,38	33,4
Ti		15,49	
Pb		2,7	
Th		8,95	
U		55,46	
Mo			5,69
Hg			1,94
Total	100	100	100
Mineral	Quartzo	Monazita	Clorita
Campo	2	2	2
Ponto	2	3	4
SiO₂	100	4,7	26,28
SO₂		2,34	
CaO		1,89	
FeO			32,55
MgO		5,33	17,29
Al₂O₃			23,88
P₂O₅		32,76	
Ce₂O₃		21,39	
Nd₂O₃		31,59	
Total	100	100	100

5.2.4 – Caracterização das piritas do grupo 4

Foram realizadas análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 4, euédricos com porosidade concentrada na porção central, descritos morfologicamente no item 4.2.4. Os resultados obtidos seguem descritos a seguir e sumarizados na tabela 18.

- **Campo 1:** grão de pirita euédrico do grupo 4 em feição triangular (Figura 58);
- **Campo 2:** grão de pirita euédrico do grupo 4 em feição quadrada (Figura 59).

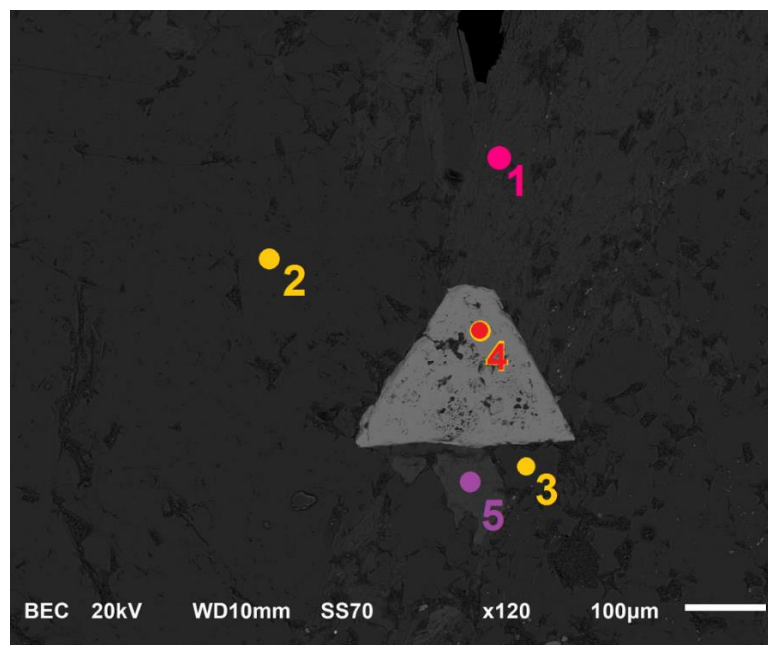


Figura 58. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em rosa, mica branca; em amarelo, quartzo; em amarelo com vermelho, pirita e em roxo, clorita (**campo 1**).

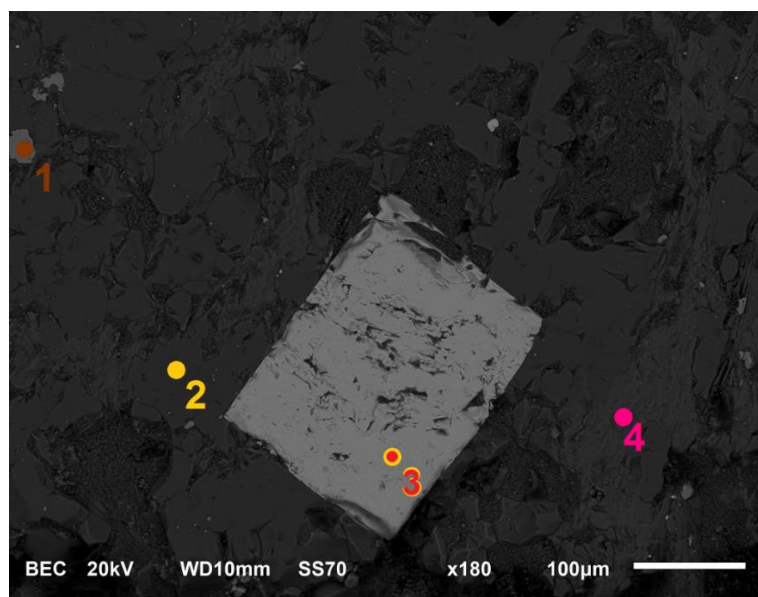


Figura 59. Imagem de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. Em marrom, rutilo; em amarelo, quartzo; em amarelo com vermelho, pirita e em rosa, mica branca (**campo 2**).

Os grãos de pirita euédricos do grupo 4, com porosidade central, não exibem inclusões de outros minerais (Figuras 58 e 59; Tabela 18). Nas análises realizadas, foi possível definir a composição química de grãos de mica branca, clorita, quartzo e rutilo das adjacências (Figura 58 e 59; Tabela 18). Como os dados obtidos em ambos os campos são similares, foram tratados em conjunto. As 2 análises dos grãos de pirita exibem teores médios de 63,9% em S e 36,1% em Fe. As 2 análises pontuais sob cristais de mica branca exibem teores médios de 47,9% em SiO₂; 36,5% em Al₂O₃; 13% em K₂O e cerca de 1% em MgO. Segundo os dados químicos de Deer *et al.* (1992), os cristais de mica branca encontrados são classificados como muscovita. A única análise realizada num grão de clorita mostra teor de 35,8% em FeO; 24,9% em SiO₂; 24% em Al₂O₃ e 15,2% em MgO, tratando-se assim de Fe-clorita, segundo dados obtidos por Deer *et al.* (1992).

Tabela 18. Resultados das análises de química mineral em grãos de pirita do grupo 4 e minerais ao redor.

Mineral	pirita	pirita	-	-	-	-	-
Campo	1	2					
Ponto	4	3					
S	63,85	64,11					
Fe	36,15	35,89					
Total	100	100	-	-	-	-	-
Mineral	mica branca	quartzo	quartzo	clorita	rutilo	quartzo	mica branca
Campo	1	1	1	1	2	2	2
Ponto	1	2	3	5	1	2	4
MgO	0,78			15,2			1,16
Al₂O₃	37,55			24,07			35,39
SiO₂	46,65	100	100	24,93	1,01	100	49,28
K₂O	12,03						14,17
FeO	0,99			35,8			
TiO₂					98,99		
Total	100	100	100	100	100	100	100

5.2.5 – Especificidades adicionais

Além das análises realizadas nos 4 tipos de pirita, também foram analisados, sob

MEV/EDS, algumas especificidades gerais encontradas nas lâminas das minas auríferas de Ouro Fino e Palmital. Os campos adicionais analisados encontram-se resumidamente descritos a seguir.

- **Campo 1:** grãos de monazita e rutilo em meio a matriz (Figura 60A);
- **Campo 2:** inclusão de monazita em mica branca (Figura 60B);
- **Campo 3:** inclusão de mica branca em quartzo (Figura 60C);
- **Campo 4:** halo de monazita em grão de zircão (Figura 60D).

No campo 1, é possível observar grãos micrométricos de monazita e rutilo em meio a matriz (Figura 60A). A relação da foliação, de forma a se truncar com ambos os grãos, indica origem pós-deformacional para esses minerais. Dados de análise química exibem composição de 28% em P_2O_5 ; 35,13% em Ce_2O_3 ; 15,06% em Nd_2O_3 , 13,72% em La_2O_3 , 4,47% em PrO_2 e concentrações menos expressivas de Ag e Ca para grãos de monazita, além de 100% em TiO_2 para grãos de rutilo (Figura 60A; Tabela 19).

No campo 2, são encontradas inclusões de monazita em mica branca. Foram realizadas uma análise química na monazita e uma na mica branca (Figura 60B; Tabela 19). Os dados obtidos revelam composição de 34,85% em P_2O_5 ; 47,5% em Y_2O_3 ; 6,9% em Dy_2O_3 ; 4% em Yb_2O_3 ; 3,8% em Er_2O_3 e 2,8% em Gd_2O_3 para o grão de monazita (Tabela 19). Para a análise da mica branca, foram obtidos teores de 49,73% em SiO_2 ; 36,88% em Al_2O_3 e 13,39% em K_2O . Segundo dados de Deer *et al.* (1992), esta mica branca trata-se de muscovita.

No campo 3 (Figura 60C; Tabela 19), são observadas inclusões de mica branca em cristal de quartzo. As análises químicas realizadas na mica branca exibem teores de 47,73% em SiO_2 ; 36,77% em Al_2O_3 e 10,85% em K_2O , além de quantidades pouco expressivas de TiO_2 , FeO, NaO e MgO. De acordo com os dados de Deer *et al.* (1992), esta composição indica que são cristais de muscovita. Para o grão de quartzo, foi obtida uma composição de 100% em SiO_2 .

No campo 4, foi identificado grão de zircão contornado por um halo de fosfato de ETR, monazita, em meio a matriz (Figura 60D; Tabela 19). As análises químicas mostram teores de 65,91% em ZrO_2 ; 33,05% em SiO_2 e 1,04% em Al_2O_3 para o grão de zircão e, cerca de 35% em P_2O_5 ; 43% em Y_2O_3 ; 8% em Gd_2O_3 ; 7% em Dy_2O_3 e 5% em Er_2O_3 para o halo de monazita

envolvendo o cristal de zircão (Tabela 19).

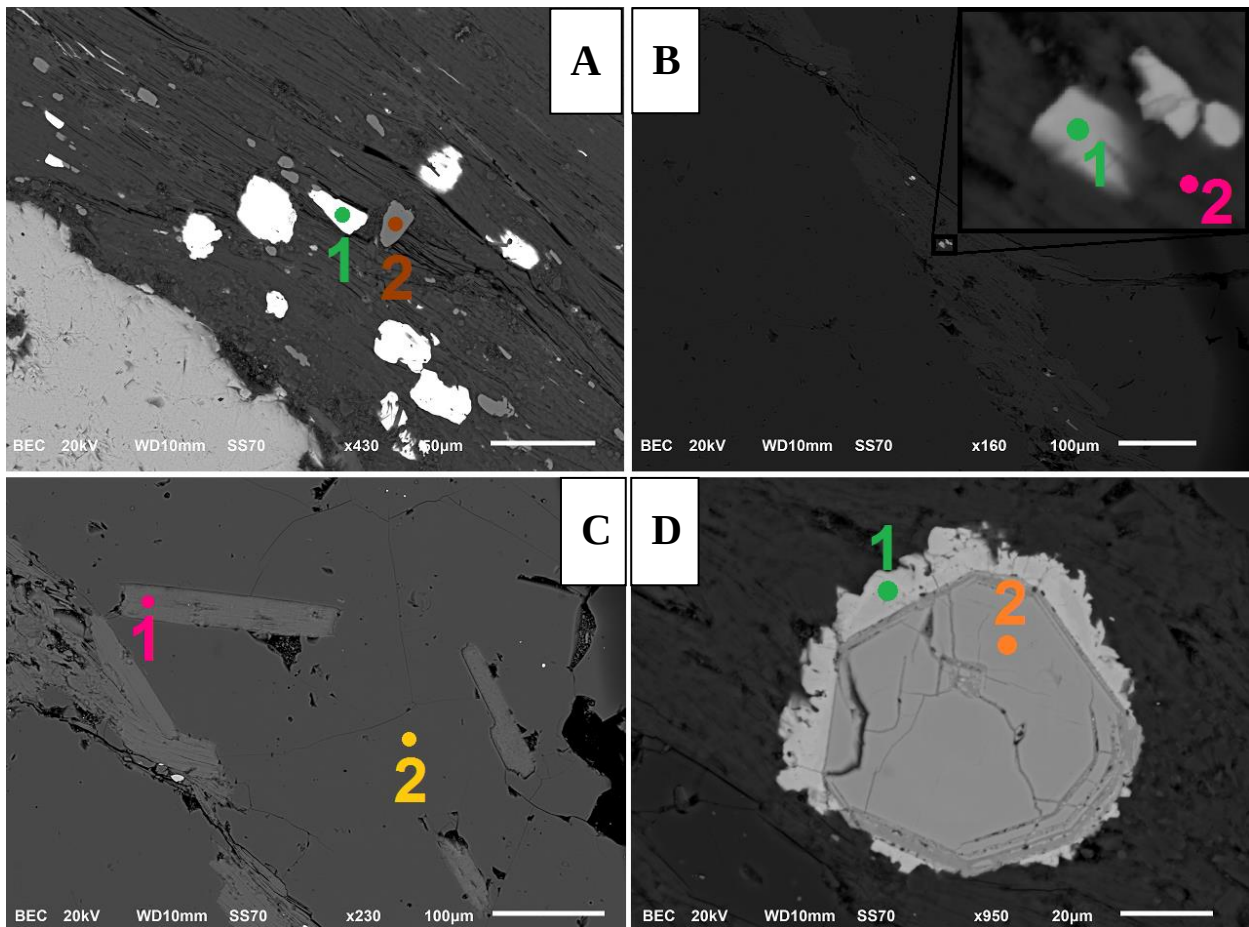


Figura 60. Imagens de elétrons retro-espalhados com destaque para a localização das análises químicas realizadas. A) Grãos de monazita (verde) e rutilo (marrom) em meio a matriz foliada. B) Inclusões de monazita (verde) em grão de mica branca (rosa). C) Inclusão de mica branca (rosa) em grão de quartzo (amarelo). D) Halo de monazita (verde) em grão de zircão (laranja).

Tabela 19. Resultados das análises de química mineral nos campos adicionais.

Mineral	monazita	rutilo	monazita	mica branca	mica branca	quartzo	monazita	zircão
Imagem	A	A	B	B	C	C	D	D
Ponto	1	2	1	2	1	2	1	2
Al₂O₃				36,88	36,77			1,04
SiO₂				49,73	47,73	100		33,05
P₂O₅	28,17		34,85				35,37	
K₂O				13,39	10,85			
CaO	0,98							
TiO₂		100			1,04			
FeO					1,42			
NaO					1,06			
MgO					1,14			
La₂O₃	13,72							
Ce₂O₃	35,13							
PrO₂	4,47							
Nd₂O₃	15,06							
Ag₂O	2,47							
Gd₂O₃			2,81				8,33	
Dy₂O₃			6,98				7,33	
Er₂O₃			3,87				5,61	
Yb₂O₃			4,03					
Y₂O₃			47,5				43,36	
ZrO₂								65,91
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Segundo Villaça & Moura (1985) a Formação Moeda, na área de estudo, é constituída por metarenitos, metaconglomerados e lentes pelíticas e se subdivide em 3 unidades. De forma geral, conforme descrito no item 2.4, essas unidades compreendem:

- **Unidade I** (basal): metaconglomerado de matriz quartzo-sericítica com presença de pirita e clastos de quartzo leitoso, quartzito e xisto; gradando para metarenito na porção superior;
- **Unidade II** (intermediária): metaconglomerados oligomítico e polimítico gradando para metarenito fino com possível presença de porções pelíticas na parte superior;
- **Unidade III** (topo): metarenito de granulação grossa com intercalações de lentes metaconglomeráticas, por vezes, piritosas, gradando para metarenito sericítico de granulação média a grossa na porção superior.

Com base nos estudos mineral e petrográficos realizados em amostras de metaconglomerados provenientes das minas de Ouro Fino e Palmital, propõe-se uma correlação entre essas rochas e os metaconglomerados piritosos da unidade basal da Formação Moeda descrita no trabalho de Villaça & Moura (1985), que aqui nas “Considerações Finais” será denominada unidade G1.

Segundo as descrições deste trabalho, a unidade G1 é constituída por metaconglomerados piritosos suportados pela matriz. São metaconglomerados polimíticos, mineralizados em ouro e urânio, onde os clastos são de quartzo leitoso e de pirita. Essas rochas apresentam, macroscopicamente, porções com coloração amarelo avermelhada e pequenos “buracos” em formato aproximadamente cúbico, como evidências de dissolução de parte dos grãos de pirita. A partir de análises sob microscopia óptica e MEV/EDS, a composição da matriz foi definida, predominantemente, por quartzo, mica branca e minerais opacos sulfetados, além de monazita (**Ce,La,Nd,Th**)PO₄, zircão (**ZrSiO₄**) e rutilo (**TiO₂**) como minerais acessórios. Os minerais sulfetados são representados por cristais de pirita (**FeS₂**), calcopirita (**CuFeS₂**) e covelita (**CuS**). As mineralizações de ouro e urânio se restringem às inclusões em

grãos de pirita dos grupos 2 e 3, respectivamente. As inclusões de ouro, analisadas sob MEV/EDS, apresentaram concentrações de cerca de 80-94% de Au e 5-7% de Ag, e por vezes, quantidades pouco expressivas de Hg, Nb, Pt, Fe, Ta, W e Al. Em contrapartida, os dados químicos obtidos para as inclusões de mineral rico em urânio mostram teores de 55,4% em U; 15,5% em Ti; 8,9% em Th; 8,4% em Fe, além de quantidades menos expressivas de Pb, S e Si. Segundo dados de Dahlkamp (1991) e International Atomic Energy Agency (2009), tal composição classifica este mineral como brannerita $((U^{4+},ETR,Th,Ca) (Ti,Fe^{3+},Nb)_2 (O,OH)_6)-(Th,U,Ca)Ti_2(O,OH)_6$, um óxido secundário de U e Ti. Sendo assim, a unidade G1, correlacionada com a Unidade I de Villaça & Moura (1985), se faz presente tanto na base topográfica da zona de charneira do Sinclinal Ouro Fino quanto na base topográfica do flanco W do Sinclinal Gandarela, localidades das minas de Ouro Fino e Palmital, respectivamente.

A partir dos trabalhos de levantamento estratigráfico e análises petrográficas realizadas na extremidade sul do Sinclinal Gandarela, a Formação Moeda foi subdividida em duas unidades, aqui denominadas G2 e G3, que foram correlacionadas, respectivamente, com as unidades II e III descritas por Villaça & Moura (1985) (Figura 61).

A unidade basal da coluna estratigráfica confeccionada neste TCC, unidade G2, exhibe granodecrescência ascendente. Esta unidade é constituída por metaconglomerados polimíticos (clastos de quartzo leitoso, quartzo fumê e quartzito) com intercalações de metarenitos de granulação grossa na porção inferior. Na porção superior, esta unidade exhibe camadas de metarenitos de menor granulação e camada pelítica no topo. Tanto a matriz das porções metaconglomeráticas quanto os próprios metarenitos são constituídos, basicamente, por quartzo e sericita. Não foi observado a presença de sulfeto e nem mesmo vestígios de minerais sulfetados dissolvidos, como regiões amareladas e/ou vesículas onde tais minerais poderiam estar alojados. Sendo assim, esta unidade, que engloba as camadas rochosas estudadas nos pontos P1 até parte do P8, foi correlacionada com a Unidade II descrita no trabalho de Villaça & Moura (1985).

Em contrapartida, a unidade superior, G3, é constituída por metarenitos grossos e níveis com concentração de grânulos de quartzo fumê, além de metaconglomerado polimítico (clastos de quartzo leitoso e quartzo fumê) com matriz quartzo-sericítica. Aqui também não foram encontrados sulfetos e nem vestígios de minerais sulfetados dissolvidos. Apesar de não terem sido observadas lentes metaconglomeráticas piritosas no perfil levantado neste TCC, a unidade G3, que compreende as rochas estudadas do ponto P8 e P9, foi correlacionada com a porção

basal da Unidade III de Villaça & Moura (1985). Esta correlação só foi possível com base na sucessão litoestratigráfica e comparação entre as colunas estratigráficas deste trabalho com a coluna de Villaça & Moura (1985) (Figura 61).

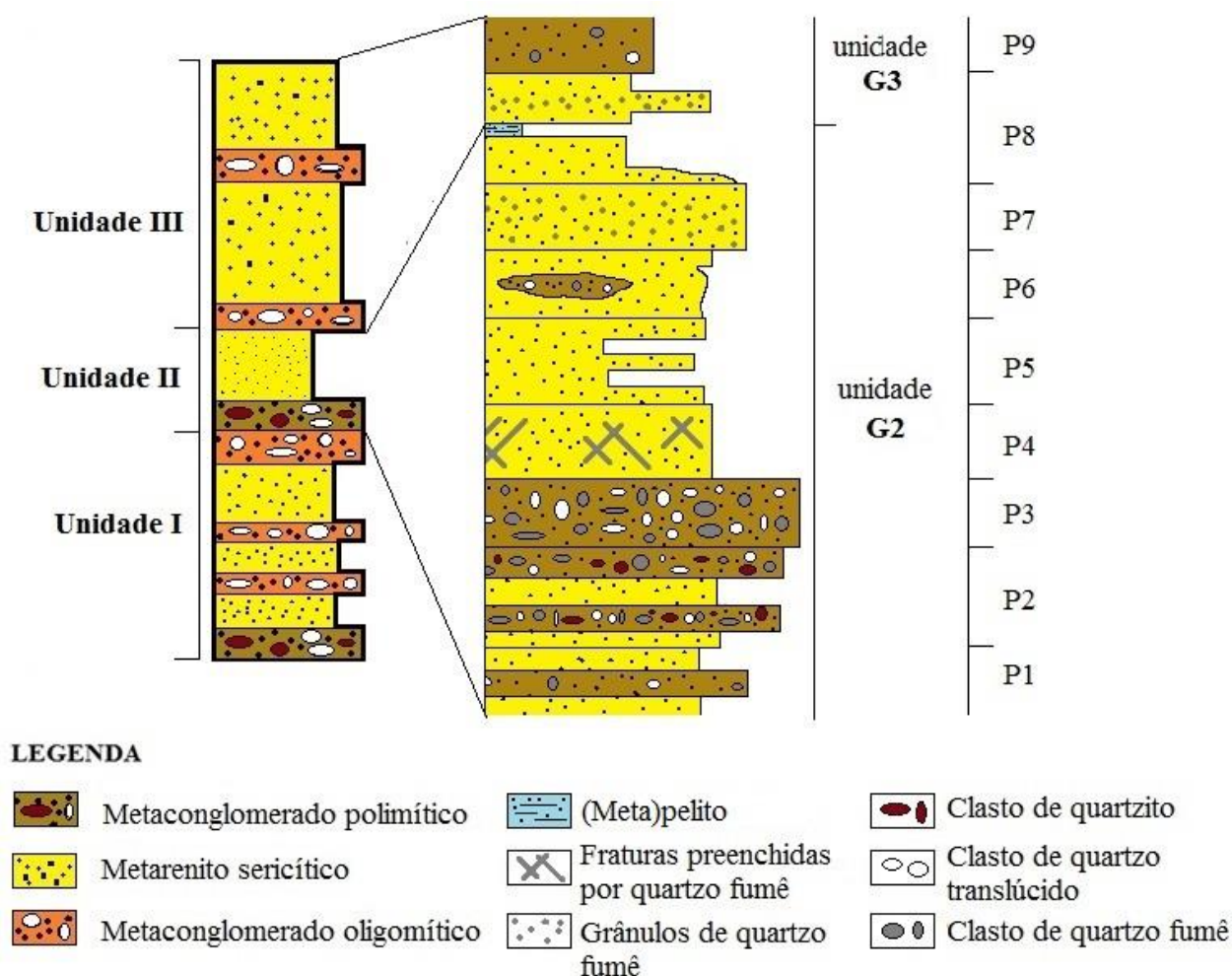


Figura 61. Correlação das colunas estratigráficas esquemáticas da Formação Moeda da região do Sinclinal Gandarela. Esquerda – coluna estratigráfica de Villaça & Moura (1985) (modificada de Pires, 2005). Direita – coluna estratigráfica construída neste TCC.

No estudo sob microscopia óptica, baseado na morfologia e quantidade de poros, foram identificados 4 tipos de grãos de pirita nos metaconglomerados das minas de Ouro Fino e Palmital. Além disso, foram realizadas análises de química mineral semiquantitativa por MEV/EDS, com enfoque para os quatro tipos de pirita, assim como inclusões de ouro e de minerais de urânio. Os principais dados morfológicos e químicos obtidos nesse estudo foram compilados na tabela a seguir (Tabela 20), a fim de destacar as principais características entre os tipos de pirita e facilitar a comparação com depósitos mundiais de Au e U.

Tabela 20. Grupos de pirita das amostras da mina de Ouro Fino e Palmital com suas especificações físicas e químicas gerais.

GRUPO	1	2	3	4
FORMA	anédrico	subédrico a anédrico	euédrico	euédrico
POROSIDADE	muito porosa a microestrutura esqueletiforme	porosidade moderada	pouco porosa a quase ausência total de poros	porosidade regular no centro e ausência quase total de poros nas bordas
DIÂMETRO MÉDIO (mm)	4,0	2,5	0,5	1,0
GRAU DE ARREDONDAMENTO / GRAU DE ESFERICIDADE	subanguloso / esfericidade baixa	arredondado a muito anguloso / esfericidade baixa a alta	-	-
INCLUSÕES IDENTIFICADAS SOB MICROSCOPIA ÓPTICA	-	ouro nativo, covelita, calcopirita, mica branca e quartzo	-	-
RELACÃO COM A FOLIAÇÃO	foliação contorna o grão	foliação contorna o grão	foliação truncando com o grão	-
COMPOSIÇÃO QUÍMICA	(62-65% S; 35% Fe) ± 2,5% Hg	(60-65% S; 33-35% Fe) ± (4% Mo; 1,8% As; 2,2% Hg e 1,6% Co)	(58,9% S; 33,4% Fe) ± 5,6% Mo e 1,9% Hg	63,9% S e 36% Fe
INCLUSÕES ANALISADAS QUIMICAMENTE	galena (PbS) e monazita (fosfato de ETR)	ouro (80-94% Au e 5-7% Ag) ± (Hg; Nb e Pt); calcopirita (CuFeS ₂); galena (PbS); monazita (fosfato de ETR) e rutilo (TiO ₂)	mineral secundário de urânio (óxido de U e Ti) e monazita (fosfato de ETR)	sem inclusões

Com base na forma anédrica e na elevada porosidade observada nos grãos de pirita do grupo 1, pode-se inferir que são grãos de origem detrítica. A foliação da rocha contorna os grãos de pirita deste grupo, o que permite afirmar que estes são, provavelmente, grãos pré-tectônicos. Por vezes, esses grãos exibem fraturas preenchidas por material sulfetado sem porosidade, que podem ter sido precipitados a partir de fluidos hidrotermais ou a partir de fluidos gerados pela dissolução por pressão durante eventos de compressão que atuaram na rocha como um todo. Além disso, também são observadas caudas de alívio de pressão e contato suturado entre alguns grãos de pirita do grupo 1, o que evidencia a ocorrência de dissolução por pressão supracitada. A partir dos resultados de análises de química mineral, os grãos de pirita do grupo 1 exibem teores médios de 62-65% em S e 35% em Fe, podendo também apresentar pequenas concentrações de Hg e As. Como inclusões, foram encontrados os minerais galena (**PbS**) e monazita ((**Ce,Nd,Y,Dy,Sm,Nd,Th**)(**PO₄**)). Não foram identificadas mineralizações de ouro nem urânio como inclusões nesses grãos.

A morfologia dos grãos de pirita do grupo 2, anédrico a subédrico com porosidade moderada, possibilita inferir que são grãos de origem detrítica. Assim como os grãos de pirita do grupo 1, aqui a foliação também contorna os grãos, o que evidencia sua provável origem pré-tectônica. Em análises microscópicas, foram identificadas caudas de alívio de pressão e contato suturado entre grãos de pirita do grupo 2, indicando assim, a ocorrência de dissolução por pressão durante os eventos metamórficos atuantes nas rochas de estudo. Semelhante ao descrito para o grupo 1, alguns dos grãos de pirita do grupo 2 também exibem fraturas preenchidas por material secundário. A diferença é que, para este grupo, o material é de composição silicosa com cristais de quartzo em contato poligonal. Segundo resultados de análises químicas, a composição geral obtida para os grãos de pirita do grupo 2 mostram teores médios de 60-65% de S e 33-35% de Fe, podendo apresentar menores teores de Mo, Hg, As, Co, Si e Al em sua composição. Este grupo de sulfetos apresenta inclusões de ouro nativo (**Au**), calcopirita (**CuFeS₂**), galena (**PbS**), monazita ((**Ce,Nd,Y,Dy,Sm,Nd,Th**)(**PO₄**)) e rutilo (**TiO₂**). A mineralização de ouro, restrita a inclusões em grãos de pirita do grupo 2, exibe teores médios de 80-94% em Au e 5-7% em Ag, por vezes, também apresenta Hg, Nb, Pt, Ta, W, Fe e Al.

O formato euédrico e a ausência parcial ou total de poros observados nos grãos de pirita do grupo 3, são evidências que possibilitam hipotetizar sua origem epigenética, onde esses minerais foram formados por precipitação de fluidos sulfetados hidrotermais e/ou fluidos

provenientes da dissolução por pressão de outros grãos sulfetados pré-existentes na rocha. A relação da foliação com esses grãos, de forma a se truncar com os mesmos, indica que as piritas deste grupo são, provavelmente, pós-tectônicas. Resultados obtidos nas análises químicas mostram teores médios de 58,9% em S e 33,4% em Fe para os grãos de pirita do grupo 3, podendo também, apresentar Mo e Hg em concentrações pouco expressivas como constituintes composicionais. A respeito das inclusões, foram identificados minerais secundários de urânio (brannerita) e cristais de monazita. A mineralização de urânio se restringe às inclusões de brannerita, onde a composição química é definida por 55,4% em U; 15,5% em Ti; 8,9% em Th; 8,4% em Fe, por vezes, conteúdo S, Si, Pb e Ca em concentrações menores que 5%.

As piritas do grupo 4 exibem forma euédrica com porosidade diferenciada ao longo do grão. No interior, existe uma porosidade regular que se anula quase totalmente nas bordas. Fato este, possibilita hipotetizar que a porção central foi gerada em um período anterior aquele que gerou as bordas, onde, provavelmente, a parte interna é de origem detrítica e, a parte externa, de origem epigenética. As análises químicas realizadas sob grãos de pirita do grupo 4 mostram teores médios de 64% em S e 36% em Fe. Não foram encontradas inclusões nos grãos de pirita deste grupo.

Com base nas características físicas e químicas dos grupos de pirita e de suas inclusões de ouro nativo e brannerita presentes nas rochas metaconglomeráticas da unidade G1, Formação Moeda na serra de Ouro Fino, pode-se realizar uma comparação desses grãos com as piritas e mineralizações de Au e U dos depósitos de Witwatersrand (África do Sul), Black Reef (África do Sul), Jacobina (Brasil) e Elliot Lake (Canadá) descritos no item 3.

Segundo o trabalho de Agangi *et al.* (2015) o depósito polimetálico do tipo *paleoplacer* modificado de Witwatersrand apresenta 4 tipos de grãos de pirita. A partir de semelhanças, 3 desses tipos de pirita podem ser correlacionados com os grupos descritos na unidade G1 do depósito da Formação Moeda. Os grãos de pirita do **tipo 1** do depósito de Witwatersrand são representados por grãos anédricos, diâmetro < 2mm, com porosidade moderada, são de origem detrítica e apresentam poucas inclusões, sendo as mesmas, de ouro (**Au**), quartzo e clorita. Morfologicamente, este tipo se correlaciona com as piritas do grupo 2 do depósito da Formação Moeda. Os grãos do **tipo 2** de Witwatersrand são caracterizados pela alta porosidade e grande variedade de inclusões minerais que consistem em muscovita, clorita, quartzo, apatita, monazita, rutilo e galena. São grãos anédricos com diâmetro médio de 5 mm e de origem detrítica, podendo ser correlacionados com o tipo de pirita do grupo 1 da Formação Moeda. Já

as piratas do **tipo 3** de Witwatersrand, podem ser correlacionados com o grupo 4 da Formação Moeda. São grãos euédricos de origem pós-sedimentar, sem inclusões, às vezes, com porosidade na porção central. Este sulfeto também se encontra preenchendo fraturas e como inclusões em piratas do tipo 2 deste depósito. Por fim, as piratas do **tipo 4** de Witwatersrand, grãos com laminação concêntrica de origem detrítica, não foram identificadas nas lâminas de estudo deste trabalho. No entanto, a coordenadora deste trabalho observou a presença de grãos de pirita com laminação concêntrica em outras lâminas de mesma proveniência. Diferentemente do depósito da Formação Moeda, além das inclusões de ouro em grãos de pirita, a **mineralização de ouro** do depósito de Witwatersrand pode também ser encontrada em forma de grãos micrométricos dispersos em meio a matriz, assim como preenchendo fraturas e/ou poros em piratas do tipo 2 (grupo 1 do depósito da Formação Moeda). Analogamente, a **mineralização de U** de Witwatersrand, também se distingue bastante do depósito da Formação Moeda. Em Witwatersrand este elemento radioativo é encontrado em cristais de uraninita detrítica, brannerita e leucóxênio (produto de alteração de minerais de titânio com grande quantidade de U por adsorção), ambos os cristais apenas se encontram dispersos em meio a matriz.

O depósito polimetálico do tipo *paleoplacer* modificado de Black Reef apresenta 3 tipos de grãos de pirita (Fuchs *et al.* 2016), os quais 2 desses tipos possuem correlação com os grupos de pirita descritos nos metaconglomerados da unidade G1 da Formação Moeda. Os grãos de pirita do **tipo 1** do depósito de Black Reef são anédricos, maciços, possuem grau de esfericidade e arredondamento elevados e raras inclusões de pirita e calcopirita. Este tipo de grão não possui correlação com os grupos de pirita presentes no depósito da Formação Moeda. Os grãos do **tipo 2** do depósito de Black Reef se correlacionam com os grãos de pirita do grupo 1 da Formação Moeda, devido a sua semelhança morfológica e inclusões de ouro. São grãos arredondados com porosidade elevada e muito fraturados, interpretados como de origem detrítica sin-sedimentar. Esses grãos exibem inclusões de ouro nativo (**Au**), sericita, quartzo, esfalerita e calcopirita. Por último, os grãos de pirita do **tipo 3** do depósito de Elliot Lake são euédricos, maciços, com cerca de 15 µm de diâmetro, ocorrendo como sobrecrecimento em grãos de pirita pré-existent e também como grãos isolados. São interpretados como de origem epigenética. Esses grãos podem ser correlacionados com os grãos de pirita do grupo 3 da Formação Moeda. A **mineralização de ouro** neste depósito se apresenta, assim como no depósito da Formação Moeda, em forma de inclusões em grãos de pirita do tipo 2 (grupo 2 da unidade G1, F. Moeda). Além disso, ao contrário da mineralização observada na Formação Moeda, no depósito de Black

Reef, o ouro nativo também se faz presente como preenchimento de fraturas de piritas detríticas dos tipos 1 e 2 deste depósito, assim como associado a material carbonoso. Em contrapartida, a **mineralização de urânio** se concentra em grãos de uraninita detrítica e minerais secundários de urânio, como brannerita e coffinita. Todos estes minerais de U, diferentemente da mineralização uranífera encontrada no depósito da Formação Moeda, se encontram dispersos em meio a matriz metaconglomerática das rochas do depósito de Black Reef.

O trabalho de Teles *et al.* (2015) define que o depósito polimetálico do tipo *paleoplacer* modificado de Jacobina apresenta dois tipos de cristais de pirita. Essas tipologias podem ser parcialmente correlacionadas às variedades de pirita dos grupos 1, 2 e 3 observadas no depósito de Au e U da Formação Moeda. As piritas do **tipo 1** do depósito de Jacobina apresentam-se em grãos anédricos, arredondados, interpretados como de origem detrítica sin-sedimentar. Apesar de não possuir informações sobre as inclusões em piritas deste tipo, e mesmo sem definir o grupo exato a qual se correlacionam melhor (grupo 1 ou 2 da Formação Moeda), esses grãos podem ser correlacionados, morfológicamente e de forma geral, com as piritas detríticas do depósito da unidade G1, Formação Moeda. O segundo tipo de pirita do depósito de Jacobina, **tipo 2**, se assemelha bastante aos grãos de pirita do grupo 3 do depósito da Formação Moeda. Semelhança esta, observada no formato euédrico dos grãos, ausência de poros e provável origem pós-sedimentar. No entanto, as inclusões se diferenciam bastante. No depósito de Jacobina, as inclusões em grãos de pirita euédrica consistem em calcopirita, pirrotita, galena, mica branca, monazita, prata, ouro (**Au**) e uraninita (**UO₂**). A **mineralização de ouro** no depósito de Jacobina é parcialmente distinta do observado na Formação Moeda. Em Jacobina, os grãos de ouro são exibidos em três formas: pequenos flocos irregulares, grãos arredondados e grãos contendo recristalização de pirita ao seu entorno. A grande maioria dos grãos de ouro encontra-se associados a grãos de pirita. Por outro lado, a **mineralização de U** se restringe a inclusões em grãos de pirita euédrica. A diferença, comparando-se com a mineralização de U da Formação Moeda, é que no depósito de Jacobina, o U se concentra em cristais de uraninita ao invés de cristais secundários de urânio, como a brannerita.

Diferentemente dos depósitos supracitados, o depósito de Elliot Lake é monometálico, apresentando apenas mineralização em urânio. Trata-se de um depósito do tipo *paleoplacer* modificado (Ono & Fayek 2011). As informações disponíveis nas bibliografias consultadas não foram suficientes para correlacionar os grãos de pirita do depósito de Elliot Lake com os grãos deste sulfeto do depósito da Formação Moeda. A **mineralização de U** no depósito de Elliot

Lake é totalmente distinta da mineralização polimetálica da Formação Moeda. Em Elliot Lake, esta mineralização se dá devido a presença de minerais uraníferos, como uraninita, uranotorita e brannerita. Os grãos de uraninita são de origem detrítica, associando-se sempre a grãos de pirita, brannerita, uranotorita ou matéria orgânica. Já os grãos de uranotorita apresentam-se em duas tipologias. O tipo 1 se trata de grãos de origem detrítica, com formato subédrico e dimensões de até 300 µm de diâmetro. Já o segundo tipo é de origem tardia, encontrado como substituição parcial de grãos de uraninita, em forma de veios e como preenchimento de fraturas internas de grãos de uraninita. Por fim, os grãos de brannerita, mineral secundário de urânio mais abundante no depósito de Elliot Lake, se apresentam em forma de agulhas ou em forma de agregados de finos grãos subédricos associados a rutilo.

A partir das comparações feitas, pode-se dizer que o depósito de Au e U da unidade G1 da Formação Moeda se assemelha bastante aos depósitos de Witwatersrand, Black Reef e Jacobina. As semelhanças observadas contribuem para inferir que este depósito polimetálico é do tipo *quartz-pebble conglomerate* modificado, ou também conhecido como *paleoplacer* modificado, corroborando assim, com as referências bibliográficas consultadas.

Seguem algumas recomendações de estudo para melhor compreensão do depósito de Au e U da Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino, que engloba a extremidade sul do Sinclinal Gandarela e o Sinclinal Ouro Fino.

Para este trabalho foi utilizado o mapa geológico da “Bota” e Sinclinal Ouro Fino de Pires (2005) como base, no entanto, as unidades da Formação Moeda dispostas neste mapa não condizem com o que foi encontrado em campo. Desta forma, recomenda-se a realização de um mapeamento geológico na região da serra de Ouro Fino (sul do Sinclinal Gandarela e Sinclinal Ouro Fino), a fim de produzir um mapa geológico mais fidedigno da região e contribuir com possíveis estudos futuros.

Como visto na bibliografia e confirmado neste trabalho, a mineralização de ouro, no depósito da Formação Moeda na região da serra de Ouro Fino, se apresenta na mesma unidade metaconglomerática onde foram encontrados os grãos de pirita com inclusões de mineral secundário de U. Sendo assim, recomenda-se o estudo geofísico com a confecção de um mapa ternário da região para identificação da unidade metaconglomerática mineralizada em Au e U. Este trabalho delimitaria as zonas com maiores anomalias de radiação que, possivelmente, indicaria as regiões mais propícias para ocorrência de mineralização aurífera. Além disso, são recomendados levantamentos estratigráficos com o uso de cintilômetro ou gama espectrômetro

ao longo das áreas com maiores anomalias radioativas delimitadas pelo mapa ternário, contribuindo assim, para a localização mais precisa de zonas uraníferas com possível presença de grãos de pirita detríticas com inclusões de ouro descritas neste TCC.

Como foram encontradas inclusões de monazita em grãos de pirita do tipo 2 e 3 que contém ouro nativo e mineral secundário de urânio, respectivamente, é recomendado que se realize estudos de datação em grãos de monazita (via laser ablation e/ou microsonda eletrônica). Tal estudo possibilitaria definir a idade desses grãos de pirita e, conseqüentemente, definiria as idades de mineralizações, sendo indicado para melhor compreensão do depósito em questão.

REFERÊNCIAS

- Agangi A., Hofmann A., Wohlgemuth-Ueberwasser C. C. 2013. Pyrite Zoning as a Record of Mineralization in the Ventersdorp Contact Reef, Witwatersrand Basin, South Africa. *Economic Geology*, **108**: 1243-1272.
- Agangi A., Hofmann A., Rollion-Bard C., Martin-Carbonne J., Cavalazzi B., Large R., Meffre S. 2015. Gold accumulation in the Archaean Witwatersrand Basin, South Africa – Evidence from concentrically laminated pyrite. *Earth Science Reviews*, **140**: 277-53.
- Agência Nacional de Águas. 2001. Hidrografia e Limites de Bacias. Acessado em 25/07/2016. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/institucional/sag/CobrancaUso/BaciaDoce/MapaRioDoce.pdf>.
- Alkmim F. F. & Marshak S. 1998. Transamazonan Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Alkmim F. F., Martins-Neto M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**: 127-139.
- Alkmim F. F., Brito N. B. B., Castro J. A. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco: Uma Revisão. In: Dominguez J. M. L., Misi A. (ed.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, Núcleo Bahia/Segipe, p. 45-62.
- Almeida F. F. M. 1977. O cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-363.
- Armstrong R. A., Compston W., De Wit M. J., Williams I. S. 1990. The stratigraphy of the 3,5 - 3,2 Ga Barberton greenstone belt revisited: a single zircon ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**: 90-106.
- Armstrong R. A., Compston W., Retief E. A. Williams I. S., Welke H. J. 1991. Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad. *Precambrian Research*, **53** (3): 243-266.
- Barbosa J. S. F., Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Barton E. S. & Hallbauer D.K. 1996. Trace-element and U-Pb isotope compositions of pyrite types in the Proterozoic Black Reef, Transvaal Sequence, South Africa: Implications on genesis and age. *Chemical Geology*, **133**: 173-199.
- Bennet G., Dressler B. O., Robertson J. A. 1991. The Huronian Supergroup and associated intrusive rocks. In: Thurston P. C., William H. R., Sutcliffe R. H., Stott G. M. (ed.). *Geology of Ontario: Ontario Geological Survey Special Publication*, p. 549-591.
- Beukes N. J. & Cairncross B. 1991. A lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the late Archaean Mozaan Group, Pongola Sequence: application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwatersrand Supergroup. *South African Journal of Geology*, **94**: 44-69.
- Buck S. G., Minter W. E. L. 1985. Placer formation by fluvial degradation of an alluvial fan sequence: the Proterozoic Carbon Leader placer, Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of the Geological Society*, **142**: 757-764.
- Carneiro M. A. 1992. *O Complexo metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do arqueano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.
- Carneiro M. A., Noce C. M., Teixeira W. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Revista da Escola de Minas*, **48**: 264-273.
- Dahlkamp F. J. 1991. *Uranium ore deposits*. Berlin, Springer-Verlag. 460 p.
- Deer W.A.; Howie R.A.; Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals* (2ª ed.), Longman. 528 p.
- Depiné M., Frimmel H. E., Emsbo P., Koenig A. E., Kern M. 2013. Trace element distribution in uraninite from Mesoproterozoic Witwatersrand conglomerates (South Africa) supports placer model and magmatogenic source. *Miner Deposita*, **48**: 423-435.

- Dorr II J. V. N. 1969. *Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, USGS/DNPM. Geological Survey Professional Paper. 117 p.
- Easton R. M. 1991. The Grenville province and the Proterozoic history of central and southern Ontario. In: Thrustons P. P et al. (ed.). *Geology of Ontario: Ontario Geological Survey Special Publication*, p. 715-906.
- Endo I. & Rocha Filho O. G. 2003. *Estratigrafia, arcabouço estrutural e controle da mineralização ferriera da mina de Gongo Soco, MG*. Relatório interno. 48 p.
- Endo I., Silva L. G., Zavaglia G. 2004. Estratigrafia e arcabouço estrutural do Complexo Ferrífero Brucutú-Dois Irmãos – segmento NE do sinclinal Gandarela. Relatório Interno. 20p.
- England G. L., Rasmussen B., Krapez B., Groves D. I. 2002. Paleoenvironmental significance of rounded pyrite in siliciclastic sequences of the Late Archaean Witwatersrand Basin: oxygen-deficient atmosphere or hydrothermal evolution. *Sedimentology*, **49**: 1122-1156.
- Eriksson P. G., Reczko B. F. F. 1995. The sedimentary and tectonic setting of the Transvaal Supergroup floor rocks to the Bushveld complex. *Journal of African Earth Sciences*, **21** (4): 487-504.
- Fonseca M. A. 1990. *O Sinclinal de Ouro Fino: Análise Descritiva e Cinemática de um Segmento do Sistema Fundão, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 120 p.
- Fonseca M. A. & Alkmim F. F. 1992. O sinclinal de ouro Fino e sua relação genética ao sistema Fundão, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista da Escola de Minas*, **45** (1/2): 65-67.
- Frey M., Germs G. J. B., Obethuer T., Saager R. 1991. *Textural and compositional characteristics of gold, sulphides and tourmaline in the black reef Paleoplacer, Transvaal sequence, South Africa*. Internal Research Report. University of Cologne.
- Frimmel H. E. 2005. Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Science Reviews*, **70**: 1-46.
- Frimmel H. E., Groves D., Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Minter W. E. L. 2005. The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the world's largest gold province. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 769-798.
- Fuchs S., Williams-Jones A. E., Przybyłowicz W. J. 2016. The origin of the gold and uranium ores of the Black Reef Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Ore Geology Reviews*, **72**: 149-164.
- Fujaco M. A. G., Leite M. G. P., Pontes S. R., Ornelas A. R. 2006. Controle geomorfológico e antrópico da distribuição de candeias (*Eremanthus* Sp.) no Parque Estadual do Itacolomi, Minas Gerais. In: IAG/UGB, *Regional Conference on Geomorphology/VI Simpósio Nacional de Geomorfologia*, Brasil.
- Grieve R. A. F., Coderre J. M., Robertson P. B., Alexopoulos J. 1990. Microscopic planar deformation features in quartz of the Vredefort structure: Anomalous but still suggestive of an impact origin. *Tectonophysics*, **171**: 185-200.
- Gross W. H. 1968. Evidence for a modified placer origin for auriferous conglomerates, Canavieiras Mine, Jacobina, Brazil. *Economic Geology*, **63**(3): 271-276.
- Hallbauer D. K. 1986. The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium and carbonaceous matter. In: Anhaeusser C. R., Maske S. (ed.). *Mineral deposits of Southern Africa*. Johannesburg, Geological Society of South Africa, p. 731-752.
- Hendrickson B. R. 1984. Stratigraphic position, mineralogy, depositional environment and gold distribution of the Main Reef at Morro do Cuscuz and Morro do Vento near Jacobina, Bahia, Brazil. Tese de Mestrado, South School of Mines and Technology, 157 p.
- International Atomic Energy Agency. 2009. *World distribution of uranium deposits (UDEPO) with uranium deposits classification*. Austria, Editora IAEA. 114 p.
- Kamo S. L., Reimold W. U., Krogh T. E., Colliston W. P. 1996. A 2,023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccia and granophyre. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**: 369-387.
- Köppen W. 1948. *Climatologia: com um estudio de los climas de la tierra*. México, Editora Fondo de Cultura Económica. 497 p.

- Kositcin N. & Krapez B. 2004. Relationship between detrital zircon age-spectra and the tectonic evolution of the Late Archean Witwatersrand Basin, South Africa. *Precambrian Research*, **129**: 141-168.
- Lana C., Alkmim F. F., Armostrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr H. A. 2013. The ancestry and magmatic Evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **231**:157-173.
- Law J. D. M., Phillips G. N. 2005. Hydrothermal replacement model for Witwatersrand gold. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 799-812.
- Leite D. V. B., Moura A. C. M., Friedrich E.R. 2008. Mapa Hipsométrico – Quadrilátero Ferrífero – MG. Acessado em 01/10/2016. Disponível em: <https://www2.ufmg.br/imagensdoconhecimento/Imagens/Areas/Ciencias-Sociais-Aplicadas/Geoprocessamento/#cont>.
- Lima L. C. P., Garcia F. C. P., Sartori A. L. B. 2007. Leguminosae nas florestas estacionais do Parque Estadual do Itacolomi, Minas Gerais, Brasil: ervas, arbustos, subarbustos, liana e trepadeiras. *Rodriguésia-Revista do Jardim Botânico do Rio de Janeiro*, **58**: 331-358.
- Lowe D. 1994. Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3,55 - 3,22 Ga), southern Africa. *Geology*, **22**: 1099-1102.
- Machado F. B. 2008. Banco de dados Museu Heinz Ebert. Acessado em 31/03/2017. Disponível em: Mapa Hipsométrico – Quadrilátero Ferrífero – MG. Acessado em 01/10/2016. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/museudpm/banco/>.
- Machado M. M. M., Ruchkys U. A. 2010. Machado. Valorizar e divulgar a geodiversidade: estratégias do Centro de Referência em Patrimônio Geológico CRPG - MHNJB/UFMG. *Geonomos*, **18** (2): 53-56.
- Machado N. & Carneiro M. A. 1992. U-Pb evidence of the Late Archean tectonothermal activity in Southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2341-2346.
- Machado N., Noce C. M., Ladeira E. A., Belo de Oliveira O. A. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104** (9): 1221-1227.
- Machado N., Schrank A., Noce C. M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141** (1): 259-276.
- MacLean P. J. & Fleet M. E. 1989. Detrital pyrite in the Witwatersrand gold fields of South Africa: evidence from truncated growth banding. *Economic Geology*, **84**: 2008-2011.
- Marshak S., Alkmim F. F., Jordt-Evangelista H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite greenstone terrane. *Nature*, **357**: 491-493.
- Marshak S., Timkham D., Alkmim F. F., Breukner H., Bornhorst T. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic collapse-Diapir clusters or core complexes. Example of the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and Penoken Orogen (USA). *Geology*, **25**: 415-418.
- Martin D. M., Clendenin C. W., Krapez B., Mcnaughton N. J. 1998. Tectonic and geochronological constraints on late Archean and Palaeoproterozoic stratigraphic correlation within and between the Kaapvaal and Pilbara Cratons. *Journal of Geological Society*, **155** (2): 311-322.
- Meddaugh W. S. 1983. *Age and origin of uraninite in the Elliot Lake, Ontario uranium ores*. Tese de Pós-Doutoramento, Universidade de Harvard, Massachusetts, 225 p.
- Medina A. I. M., Danta M. E., Saadi A. 2005. *Projeto APA Sul RMBH Estudo do Meio Físico: geomorfologia. Belo Horizonte*, Editora SEMAD/CPRM. 54 p.
- Minter W. E. L., Renger F. E., Sierges A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **85** (5): 943-951.
- Noce C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.

- Noce C. M., Ladera E. A., Pinheiro S. O., França C. R. 1992. A sequência Vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (2): 175-183.
- Obbes A. M. 2000. *The structure, stratigraphy and sedimentology of the Black Reef Malmani-Rooihoogte successions of the Transvaal Supergroup southwest of Pretoria*. South Africa, Bulletin Council for Geoscience. 89 p.
- Oliveira M. R. 1999. *Investigação da contaminação por metais pesados no sedimento de corrente e água do Parque Estadual do Itacolomi e arredores, Minas Geras*. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 180 p.
- Ono S. & Fayek M. 2011. Decoupling of O and Pb isotope systems of uraninite in the early Proterozoic Conglomerates in the Elliot Lake district. *Chemical Geology*. **288**: 1-13.
- Pearson W., Macêdo P. M., Rúbio A, m Lorenzo C. L., Karpeta P. 2005. Geology and gold mineralization of the Jacobina Mine and Bahia Gold Belt, Bahia, Brazil and comparison to Tarkwa and Witwatersrand. In: *Proceedings, Geology Society of Nevada Symposium*, 1, Reno, Nevada, 757-786.
- Peucat J. J., Mascarenhas J. F. Barbosa J. S. F., Souza S. I., Marinho M. M., Fanning C. M., Leite C. M. M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco Craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South America Earth Sciences*, **15**: 363-373.
- Phillips G. N., Law J. D. M. 2000. Witwatersrand gold fields: geology, genesis, and exploration. *Society of Economic Geologists Reviews*. **13**, 439-500.
- Phillips G. N. & Powell R. 2015. Hydrothermal alteration in the Witwatersrand goldfields. *Ore Geology Reviews*, **65**: 245-273.
- Phillips G. N., Law J. D. M., Myers R. E. 1990. The role of fluids in the evolution of the Witwatersrand Basin. *South Africa Journal of Geology*, **93**: 54-69.
- Pires P. F. R. 2005. *Gênese de depósitos auríferos em meta-conglomerados da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: O papel do metamorfismo e associação com a matéria carbonosa*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, 176 p.
- Renger F. E., Silva R. M. O., Suckau V. E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anais*, 44-57.
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A. W., Machado N. 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Genomos*, **2** (1): 1-11.
- Robb L. J. & Meyer F. M. 1995. The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, **10** (2): 67-94.
- Rodrigues A. S. L., Mafalda G., Castro P. T. A. 2008. Avaliação ambiental de trechos de rios na região de Ouro Preto - MG através de um protocolo de avaliação rápida. *Revista de Estudos Ambientais*, **10** (1): 74-83.
- Roscoe S. M. 1969. *Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian shield*. Canada, Geological Survey of Canada 217 p. (Paper 68-40).
- Roscoe S. M. & Minter W. E. L. 1993. Pyritic Paleoplacer Gold and Uranium Deposits. In: Kirkham R. V., Sinclair W. D., Thorpe R. I., Duke J. M. (ed.). *Mineral Deposit Modeling*. Association of Canada, p. 103-104.
- Scarpelli W. 1991. Precambrian auriferous quartz-pebble conglomerates in Brazil. *Gisements alluviaux d'or*, 261-272
- Schrank A., Machado N. 1996. Idades U-Pb e Monazitas e Zircões do Distrito Aurífero de Caeté, da Mina de Cuiabá e do Depósito de Carrapato – Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Recife, *Anais*, 473-475.
- Silva A. M., Chemale J. F., Heaman L. 1995. The Ibirité gabbro and the Borrachudos granite - The rift related magmatismo of Mesoproterozoic age in Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SBG, *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Belo Horizonte, *Anais*, 89-90.
- Souza L. A., Sobreira F. G., Prado F. J. F. 2005. Cartografia e Diagnóstico Geoambiental aplicados ao ordenamento territorial no município de Mariana - MG. *Revista Brasileira de Cartografia*, **3** (57): 189-203.

- Stevens G., Boer R., Gibson R. 1997. Metamorphism, fluid-flow, and gold mobilization in the Witwatersrand Basin: towards a unifying model. *South Africa Journal of Geology*, **100**: 363-375.
- Teles G., Chemale Jr. F., de Oliveira G. 2015. Paleoarchean record of the detrital pyrite-bearing, Jacobina Au-U deposits, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **256**: 289-313.
- Thorpe R. I., Cumming G. L., Krstic D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **14** (3): 147-152.
- Varajão C. A. C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**: 138-145.
- Vennemann T. W., Kesler S. E., Frederickson G. C., Minter W. E. L., Heine R. R. 1995. Oxygen isotope sedimentology of gold and uranium bearing Witwatersrand and Huronian Supergroup quartz-pebble conglomerates. *Society of Economic Geologists*, **91** (2): 322-342.
- Villaça J. N. 1981. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**: 93-137.
- Villaça J. N., Moura L. A. M. 1985. O urânio e o ouro da Formação Moeda – Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. Coordenação geral (ed.). *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, Editora da CPRM, 177-187.
- Wallace R. M. 1958. A Formação Moeda. In: SBG, *DNPM-USGS Geologists - Minas Series Symposium*, 1, São Paulo, 59-60.
- Young G. M., Long D. G. F., Fedo C. M., Nesbitt H. W. 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sedimentary Geology*, **141-142**: 233-254.
- Zartman R. E. & Frimmel H. E. 1999. Rn-generated ²⁰⁶Pb in hydrothermal sulphide minerals and bitumen from the Ventersdorp Contact Reef, South Africa. *Mineralogy and Petrology*, **66**: 177-191.