

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

ALINE DE CÁSSIA CARLIN

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E QUÍMICAS DAS ROCHAS
ENCAIXANTES DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO DEPÓSITO
LAVRA VELHA (REGIÃO DE IBITIARA, BORDA OESTE DA CHAPADA
DIAMANTINA, BAHIA)

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Rio Claro - SP

2016

552 Carlin, Aline de Cassia
C282c Características petrográficas e químicas das rochas encaixantes das mineralizações auríferas do depósito Lavra Velha (Região de Ibityara, borda oeste da Chapada Diamantina, Bahia) / Aline de Cassia Carlin. - Rio Claro, 2016
114 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Guillermo Rafael Beltran Navarro

1. Petrologia. 2. Geoquímica. 3. Cráton São Francisco. 4. Aulacógeno do Paramirim. 5. Depósito IOCG. 6. Supergrupo Espinhaço. I. Título.

ALINE DE CÁSSIA CARLIN

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E QUÍMICAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO DEPÓSITO LAVRA VELHA (REGIÃO DE IBITIARA, BORDA OESTE DA CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro
UNESP/IGCE/DPM – Câmpus de Rio Claro

Prof. Dr. Antenor Zanardo
UNESP/IGCE/DPM – Câmpus de Rio Claro

Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó
IG/USP – Departamento de Mineralogia e Geotectônica

Rio Claro, 10 de Agosto de 2016

*À minha avó Iolanda e às minhas tias Elza e Rosangela,
por todo apoio, sempre.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram com este trabalho.

Ao Professor Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro pela orientação para realização do trabalho.

Ao Professor Dr. Antenor Zanardo, pelo incentivo que foi dado para se iniciar este trabalho, pelo apoio, orientação, discussões ao longo de sua elaboração e principalmente pela paciência. Agradeço por todos os conselhos e ensinamentos passados, desde a época da graduação.

Sou muito grata a minha família, em especial minha avó Iolanda e minhas tias Elza e Rosângela, que na ausência de meus pais se tornaram a minha família e meu mundo. Obrigada pelo amor incondicional, pelo apoio de sempre e por incentivar a realização de todos meus sonhos.

Ao meu namorado Andrey, pelo imenso amor, pelo cuidado e pela amizade de todos esses anos, e a sua família pelo apoio. Obrigada pelo incentivo durante a execução do mestrado, pelas discussões geológicas e ajuda na finalização do trabalho.

Aos meus amigos de Rio Claro e geólogos, Paulo, Adriano, Juliana, Marina e em especial a Mafe, Marry e Luana, que se tornaram a minha família Rio-Clarense. Tudo seria mais difícil sem vocês por perto.

Aos Professores Dr. Washington Barbosa Leite Junior e Antonio José Ranalli Nardy do Departamento de Petrologia e Metalogenia, pelas conversas e ajuda em inúmeras dúvidas ao decorrer deste trabalho.

Ao doutorando Filipe Goulart Lima, pela amizade, pelas longas conversas e pela imensa ajuda com dúvidas sobre trabalho, a cerca principalmente da geoquímica.

Aos técnicos e colegas do Departamento de Petrologia e Metalogenia Vladimir, Adilson e Junior, pelo apoio, disposição e trabalhos realizados.

À Yamana Gold, pela disponibilização da área de prospecção “Alvo Lavra Velha”, localizada na sua unidade de Ibitiara – BA, para estudos e realização do presente trabalho.

Finalmente, agradeço ao CNPq, pelo apoio financeiro.

RESUMO

O depósito de ouro Lavra Velha, que pertence ao Alvo de Prospecção Lavra Velha, da empresa Yamana Gold, localiza-se na cidade de Ibitiara, centro-oeste do Estado da Bahia e borda oeste do domínio fisiográfico da Chapada Diamantina, situado no Aulacógeno do Paramirim, na região norte do Cráton São Francisco. O depósito foi recentemente inserido na classe de modelo IOCG (Iron Oxide Cooper Gold), onde a mineralização de ouro se hospeda em brechas hematíticas sericitizadas. O principal objetivo do trabalho foi caracterizar química e petrograficamente as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, cujas litologias predominantes são metatonalitos e meta-quartzo diorito. Estas rochas encontram-se completamente alteradas, com atuação dos processos hidrotermais predominando sobre a deformação de baixo *strain*, resultando em intensa sericitização e formação de óxidos de ferro, além de cloritização, epidotização, carbonatação e, localmente, albitização. A análise petrográfica, suportada pela análise química, sugere que as rochas encaixantes são correspondentes alteradas do Granitoide Ibitiara, metamorfizadas, deformadas e alteradas hidrotermalmente. O Granitoide Ibitiara e o Granito Matinos apresentam comportamento de magmatismo misto e afinidade para ambiente de arco magmático (sin-colisional) ou orogênico, com idades correlatas ao ciclo orogênico Transamazônico. A intrusão do Granitoide Ibitiara ocorre, provavelmente, em ambiente mais raso da crosta, sugerindo que fluidos hidrotermais e mineralizantes sejam mais tardios. Apesar de integrado até o momento à classe de depósitos IOCG, a análise tectono-estrutural e hidrotermal do depósito Lavra Velha sugere que a mineralização de ouro tenha origem relacionada à fase mais tardia de evolução da bacia do Espinhaço, relacionada à inversão do aulacógeno do Paramirim.

Palavras-chave: Depósito Lavra Velha, Cráton São Francisco, Aulacógeno do Paramirim, Depósito IOCG, Supergrupo Espinhaço

ABSTRACT

The Lavra Velha gold deposit, which belongs to the prospecting target “Lavra Velha” of the Yamana Gold Company, is located in Ibitiara, Bahia’s central west and the western edge of the physiographic domain of the Chapada Diamantina, situated in Paramirim aulaconge, in northern of São Francisco Craton. The deposit was recently insert into the IOCG model class (Iron Oxide Cooper Gold), where the gold mineralization is hosted at hematite sericitic breccias. The main objective of the study was the chemical and petrographic characterization of the host rocks of the Lavra Velha deposit, whose predominant lithologies are meta-tonalites and meta-quartz diorite. These rocks are completely altered due to hydrothermal process, that predominates under the deformation at low-strain rate, resulting in intense sericitization and iron oxide formation, also chloritization, epidotization, carbonatation and, locally, albitization. The petrographic analysis, supported by chemical analysis, suggests that the host rocks correspond to metamorphosed, deformed and hydrothermalized portion of Ibitiara Granitoid. The Ibitiara Granitoid and Matinos Granite show behaviors of mixed magmatism and also affinity for arc magmatic (syn-collisional) or orogenic ambient with correlative age to the Transamazônico Cycle. The Ibitiara Granitoid intrusion probably occurs at a shallower crust environment, suggesting that the hydrothermal and mineralizer fluids are later. In spite of the Lavra Velha deposit has being classified as IOCG’s class, the tectonic, structural and hydrothermal analysis suggests that the gold mineralization has originated during Espinhaço basin later deformation stage, related to inversion of the Paramirim aulacogen.

Keywords: Lavra Velha deposit, São Francisco Craton, Paramirim Aulacong, IOCG deposits, Espinhaço Supergroup

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos.....	2
1.2	Localização, Acesso à Área e Aspectos Fisiográficos.....	2
2	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	5
2.1	Etapas de trabalho.....	5
2.1.1	Revisão Bibliográfica	5
2.1.2	Trabalho de campo	6
2.1.3	Trabalho de Laboratório	6
2.1.3.1	Análise Petrográfica.....	6
2.1.3.2	Difração de Raios X.....	7
2.1.3.3	Microscopia Eletrônica de Varredura	7
2.1.3.4	Litogeoquímica	8
2.1.4	Trabalho de Escritório	8
2.1.4.1	Tratamento dos dados analíticos e Interpretação	9
2.1.4.2	Integração de análises e conclusão	9
3	GEOLOGIA REGIONAL	10
3.1	O Aulacógeno do Paramirim	10
3.2	Unidades Litoestratigráficas	12
3.2.1	Embasamento (Pré-Espinhaço).....	13
3.2.1.1	Complexo Paramirim.....	13
3.2.1.2	Granitoide Ibitiara.....	14
3.2.1.3	Granito Matinos	15
3.2.2	Bacia Espinhaço Oriental (Rift-Sag)	16
3.2.2.1	Fase Pré-rift	16
3.2.2.1.1	Sequência deposicional Serra da Gameleira.....	16
3.2.2.2	Fase Sin-rift	17
3.2.2.2.1	Tectonossequência Novo Horizonte.....	17
3.2.2.2.2	Tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro	18
3.2.2.3	Fase Pós-rift (Sag)	19
3.2.2.3.1	Supersequência Mangabeira/Açuruá	19

3.2.3	Bacia Chapada Diamantina (Sinéclise)	19
3.2.3.1	Supersequência Tombador/Caboclo	20
3.2.4	Rochas Máficas Intrusivas	20
4	O DEPÓSITO LAVRA VELHA	21
4.1	Depósitos do Tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold Ore Deposits)	21
4.2	Características do Depósito Lavra Velha	22
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	26
5.1	Petrografia.....	26
5.1.1	Granitoide Ibitiara.....	26
5.1.2	Rochas Encaixantes Do Depósito Lavra Velha	33
5.1.3	Granito Matinos	39
5.1.4	Formação Novo Horizonte	44
5.1.4.1	Metadacito Pórfiro	44
5.1.4.2	Metarriolito	46
5.2	Composição química	49
5.2.1	Granitoide Ibitiara.....	52
5.2.2	Rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha.....	56
5.2.3	Granito Matinos	61
5.2.4	Formação Novo Horizonte	65
6	CONCLUSÕES	70
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72
	ANEXO I.....	79

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Mapa de localização da área do depósito Lavra Velha, no município de Ibitiara, Bahia, limitada pelo retângulo branco. 3
- Figura 2: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco de acordo com Cruz & Alkmim (2006), destacando o Aulacógeno do Paramirim e o Corredor do Paramirim. O retângulo preto indica a localização da área trabalho. (CRUZ E ALKMIM, 2006). 11
- Figura 3: Sequência litoestratigráfica da região de Ibitiara (BA). Quadro retirado do Relatório da CPRM – Projeto Ibitiara – Rio de Contas (GUIMARÃES et al., 2005). 13
- Figura 4: Anticlinal Ibitiara com o Granitoide Ibitiara aflorando no centro da dobra e a Formação Novo Horizonte (FNH) nos seus flancos (CAMPOS, 2013). O depósito Lavra Velha localiza-se região da charneira, porção norte da dobra, próximo ao contato entre duas unidades. 25
- Figura 5: Modelo metalogenético sugerido para o depósito Lavra Velha, do tipo IOCG, por Campos (2013). Cal= calcita; Ep= epidoto; Mg= magnetita; Hem= Hematita; Ser= Sericita. 25
- Figura 6: Localização das amostras no mapa geológico simplificado da região da área de estudos, do Depósito Lavra Velha, em Ibitiara (BA). O mapa inferior refere-se à área do depósito Lavra Velha, delimitada pelo retângulo vermelho no mapa superior. Fonte: relatório interno da Yamana Gold. 27
- Figura 7: Pedreira desativada localizada na rodovia BA-152, entre a cidade de Ibitiara e o município de Novo Horizonte. Deste afloramento foram retiradas as amostras LV-19, LV-20, LV-21 e LV-40, conforme se observa no mapa de localização (Figura 7). A: Visão geral da pedreira, com afloramento de rochas menos alteradas do Granitoide Ibitiara; B: Detalhe de porções de rocha com composição tonalítica (mais escura), predominante, e granodiorítica (mais clara); C: Destaque no centro da foto para rocha de composição granodiorítica, em contato com rochas tonalíticas; D: Veio e vênulas de carbonato e epidoto. 28
- Figura 8: Amostras do Granitoide Ibitiara. A: Amostra foliada, de testemunho de sondagem de metatonalito sericitizado, interceptado por veio de quartzo (LV-09, ANEXO I); B: Amostra da pedreira desativada de metatonalito sericitizado e cloritizado com granulação fina e isotrópica (LV-20, ANEXO I); C: Amostras da pedreira de metagranodiorito sericitizado e cloritizado com estrutura de rocha ígnea (granítica) preservada (LV-19, ANEXO I); D: Amostra da pedreira, de metagranodiorito sericitizado inequigranular, com estrutura granítica (LV-21, ANEXO I); E: Amostra de testemunho de sondagem de rocha sericitizada e cloritizado inequigranular com estrutura granítica (LV-03, ANEXO I); F: Amostra de testemunho de sondagem de meta-quartzo monzodiorito sericitizado, carbonatado e cloritizado de granulação fina e equigranular, com estrutura aplítica (LV-17, ANEXO I). 30
- Figura 9: Imagens obtidas em microscópio petrográfico de luz transmitida. A: Granodiorito com estrutura de rocha ígnea preservada e cristais de plagioclásio parcial a completamente saussuritizados e sericitizados, interceptados por veio de carbonato. No centro da imagem, cristal com geminação albita (LV-19, polarizadores cruzados); B: Tonalito, com estrutura reliquiar de rocha ígnea (granítica), com cristais de feldspatos intensamente sericitizados (LV-20, polarizadores paralelos); C: Tonalito com estrutura de rocha ígnea preservada e isotrópico,

com cristais de plagioclásio levemente saussuritizados e/ou sericitizados. Os minerais secundários de clorita, carbonato, epidoto e titanita apresentam granulação similar à da rocha (LV-40, polarizadores cruzados); D: Estrutura de rocha ígnea preservada do meta-quartzo monzodiorito, com leve saussuritização e sericitização do plagioclásio (LV-17, polarizadores cruzados).E: Cristal de feldspato potássico (centro da imagem) exibindo textura chessboard e início de sericitização (LV-40, polarizadores cruzados); F: Cristais de titanita associados a epidoto em domínio sericítico, da alteração do feldspato (LV-19, polarizadores paralelos); ..32

Figura 10: Imagens dos afloramentos das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha. A: Visão geral de afloramento localizado na coordenada x:733143, y: 861193, z:1026m, no alvo de prospecção Lavra Velha, intensamente fraturado; B: Veios e vênulas de hematita, magnetita e turmalina cortando as rochas encaixantes do depósito em variadas direções; C: Fraturas na rocha com direção preferencial EW, mergulando 20° para sul, preenchidas por quartzo, hematita e magnetita (visada da foto para WNW); D: Blocos de brechas hospedeiras da mineralização, constituídas por quartzo, hematita e magnetita.34

Figura 11: Amostras de testemunhos de sondagem das rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha. A: Metatonalito sericitizado (LV-04, ANEXO I); B: Metatonalito sericitizado, cloritizado e carbonatado (LV-07, ANEXO I); C: Meta-quartzo diorito sericitizado cisalhado (LV-16, ANEXO I); D: Meta-quartzo diorito sericitizado e oxidado (LV-36, ANEXO I); E: Brecha quartzo-sericítica (LV-05, ANEXO I); F: Granito sericitizado deformado (LV-06, ANEXO I).35

Figura 12: Fotomicrografia das lâminas das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, em microscópio de luz transmitida (13A a 13E) e em microscópio eletrônico de varredura (13F). A: Tonalito, com estrutura de rocha ígnea parcialmente preservada e cristais de plagioclásio com forma sigmoidal, completamente sericitizados (LV-04, polarizadores cruzados); B: Amostra de meta-quartzo diorito, com estrutura de rocha ígnea parcialmente preservada e cristais de plagioclásio completamente sericitizados (LV-45, polarizadores cruzados); C: Tonalito alterado e foliado, com cristais de clorita e turmalina orientados (LV-43, polarizadores paralelos); D: Granito intensamente alterado e deformado, com camadas descontínuas de quartzo alternadas a camadas quartzo-sericíticos, delimitadas por filetes de estilpnomelano, sericita e turmalina (LV-06; polarizadores cruzados); F: Granito milonitizado com quartzo recristalizado e cristais de feldspato sericitizados, limitados por microzonas de cisalhamento, com sericita e estilpnomelano; F: Cristal de magnetita substituído por hematita.38

Figura 13: Afloramentos do granito Matinos, localizados próximos à cidade de Ibiajara (BA). A: Granito pouco deformado e alterado; B: Rocha milonitizada, com cristais de quartzo orientados; C: Rocha cisalhada coletada em afloramento próximo às zonas de cisalhamento (Figura D).40

Figura 14: Amostras de mão do Granito Matinos. A: Metagranodiorito sericitizado com estrutura de rocha ígnea preservada (LV-30, ANEXO I); B: Meta-biotita-monzogranito sericitizado com estrutura de rocha granítica (LV-32, ANEXO I); C: Granito cisalhado intensamente sericitizado (LV-27, ANEXO I); D: Granito cisalhado (LV-28, ANEXO I).41

Figura 15: Fotomicrografias de lâminas do Granito Matinos obtidas em microscópio de luz transmitida. A: Metagranodiorito, com estrutura reliquiar da rocha ígnea, porém com cristais de plagioclásio sericitizados e quartzo intersticial recristalizado (LV-30, polarizadores cruzados); B: Veio de carbonato e clorita cortando a rocha na direção NW-SE (LV-29,

polarizadores cruzados); C: Cristal de plagioclásio albitizado e sericitizado em uma amostra de metamonzogranito (LV-32, polarizadores cruzados); D: Cristal de plagioclásio, albitizado e sericitizado em contato com o cristal de feldspato potássico albitizado, com textura *chessboard*. E: Amostra milonitizada, com quartzo recristalizado, cristais de feldspato completamente sericitizados (pseudomorfos) e matriz quartzo-sericítica (LV-27, com polarizadores cruzados); F: Cristais de feldspato substituídos por sericita e quartzo, delimitados por filetes de clorita e estiplnomelano, associado a hidróxido de ferro.43

Figura 16: Amostra de metadacito pórfiro (LV-22, ANEXO I), coletada em um afloramento na Serra da Torre, correspondente ao ponto LV-22 no mapa de localização, na Figura 7.45

Figura 17: Fotomicrografias de metadacito pórfiro. A: Pseudomorfo de plagioclásio, completamente sericitizado, envolto por uma matriz constituída essencialmente por quartzo e sericita; B: Cristal de quartzo arredondado envolto por uma coroa quartzoso, em matriz fina quartzo-sericítica. Apresenta estrutura de embainhamento na sua porção superior.....45

Figura 18: Fotomicrografias obtidas em microscópio eletrônico de varredura. A: Cristal de magnetita (borda) com as lamelas de exsolução de ilmenita. B: Magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita.46

Figura 19: Amostra de metarriolito da Formação Novo Horizonte (LV-23).47

Figura 20: Fotomicrografia de metarriolito registrada em microscópio de luz transmitida com polarizadores cruzados em A, mostrando a forte alteração de óxido/ hidróxido de ferro, e por luz polarizada em B, que destaca um cristal de magnetita com exsolução de ilmenita.47

Figura 21: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO₂ do Granitoide Ibitiara. (Círculos pretos: amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrados: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005)).53

Figura 22: Diagramas de classificação para rochas plutônicas das amostras do Granitoide Ibitiara. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989)); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R1R2 (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo. (Círculo preto: Amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrado: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005)).54

Figura 23: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Círculos vazios: amostras do Granitoide Ibitiara; área hachurada cinza: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).55

Figura 24: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb vs. Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta vs. Nb (HARRIS *et al.*, 1996) e R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980). Círculo preto: Amostras do granitoide Ibitiara; Quadrados: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).56

Figura 25: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO₂ das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha. (Círculos vermelhos: rochas encaixantes do depósito

Lavra Velha; Círculos pretos: amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrados: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005). 57

Figura 26: Diagramas de classificação para rochas plutônicas. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R1R2 (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo; (Círculo vermelho: Rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; Círculo preto: Amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrado: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005). 59

Figura 27: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Círculos vermelhos: rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; área hachurada cinza: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005). 60

Figura 28: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb vs. Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta vs. Nb (HARRIS *et al.*, 1996). Círculo vermelho: Rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; Círculo preto: Amostras do granitoide Ibitiara; Quadrados: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005). 61

Figura 29: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO₂ do Granito Matinos. Triângulo: Amostras do Granito Matinos; Círculos pretos: amostras do Granito Matinos de Teixeira (2005). 62

Figura 30: Diagramas de classificação para rochas plutônicas. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R1R2 (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo; I: Diagrama de ACNK vs. Fator discriminante (Shaw, 1971). (Triângulo: Amostras Granito Matinos; Círculo vazio: Amostras do Granito Matinos de Teixeira, 2005). 63

Figura 31: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Espectros com triângulo: amostras do Granito Matinos; área hachurada cinza: amostras de Teixeira (2005). 64

Figura 32: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb vs. Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta vs. Nb (HARRIS *et al.*, 1996) e R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980). Triângulos: Rochas do Granito Matinos; Círculo vazio: Amostras de Teixeira (2005). 65

Figura 33: Diagramas de Harker para a Formação Novo Horizonte. (Losangos: Amostras da Formação Novo Hozironte; Círculos: amostras de Teixeira (2005)). 66

Figura 34: Diagramas de classificação para rochas vulcânicas. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (IRVINE & BARAGAR, 1971); B: Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (MANIAR & PICCOLI, 1989); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (COX *et al.*, 1979); G: Diagrama R1R2 (De La ROCHE et al., 1980); H: Gráfico

de classificação baseado no teor de feldspato normativo. Losangos: Amostras da Formação Novo Horizonte; Círculo: Amostras de Teixeira (2005). 68

Figura 35: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Espectros com losango: amostras da Formação Novo Horizonte; área hachurada cinza: amostras de Teixeira (2005)..... 69

Figura 36: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984): (A) Rb vs Y+Nb; (B): Nb vs Y. Losangos: Formação Novo Horizonte; Círculos: Amostras de Teixeira (2005). 69

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1: Litotipos constituintes do Granitoide Ibitiara e sua composição mineralógica em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) estão ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido a intensa alteração. 31
- Tabela 2: Litotipos das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha e sua composição mineralógica em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) são ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido à intensa alteração. *Os cristais de feldspato não foram identificados ou distinguidos; encontram-se completamente alterados (pseudomorfos). 36
- Tabela 3: Litotipos do Granito Matinos e a média da sua composição mineralógica, em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) são ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido a intensa alteração. *Feldspato não identificado devido ao intenso grau de alteração da rocha. A quantidade média do total de feldspatos é de 65%. 41
- Tabela 4: Elementos maiores das amostras da região do Depósito Lavra Velha. (LV*: conjunto de amostras analisadas. Grupo de amostras LV-1 a LV-34: rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha; LV-13 a LV-21: Granitoide Ibitiara; LV-22 e LV-23: Formação Novo Horizonte; LV-28 a LV-32: Granito Matinos). 50
- Tabela 5: Elementos terras raras (ETR) e Y das amostras (LV*) da região do depósito Lavra Velha. 51
- Tabela 6: Elementos traços e incompatíveis das amostras (LV*) da região do depósito Lavra Velha. 51

1 INTRODUÇÃO

O Depósito Lavra Velha consiste em uma ocorrência auro-cuprífera localizada na região central do Estado da Bahia, próximo ao município de Ibitiara, inclusa no domínio fisiográfico da Chapada Diamantina. Esta ocorrência, inserida no Aulacógeno do Paramirim (porção setentrional do Cráton do São Francisco), constitui um depósito de ouro e cobre cujos direitos de exploração mineral encontram-se outorgados à empresa Yamana Gold Inc. desde 2009, empresa esta que executou diversas atividades de pesquisa e exploração nesta região. Os recursos inferidos do depósito Lavra Velha em 2015 foram de 0,2g/t de ouro e 0,1% de Cu.

A região da Chapada Diamantina apresenta um extenso histórico de pesquisa e produção de bens minerais, com forte atuação de atividade garimpeira. Os principais bens minerais explorados atualmente na região próxima ao município de Ibitiara e Vale do Paramirim são ouro, barita e quartzo-rutilado, além de estanho e diamante, localizados em áreas mais restritas (ARCANJO *et al.*, 2000 e GUIMARÃES *et al.*, 2005). Tais mineralizações, com exceção do diamante, estão normalmente relacionadas a rochas vulcânicas/subvulcânicas do Grupo Rio dos Remédios (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

Segundo Guimarães *et al.* (2005), a mineralização de ouro na região de Ibitiara e Vale do Paramirim, ocorre em veios de quartzo boudinados, ao longo de zonas de cisalhamento, com direção geral em NNW-SSE. Segundo estes autores, os veios auríferos interceptam rochas da Formação Serra da Gameleira, Grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu, além do Granitoide paleoproterozóico de Ibitiara (Mina Beta do Tatu).

Em termos acadêmicos, o Alvo Lavra Velha, que inclui o Depósito Lavra Velha e áreas em seu entorno, foi pouco estudado, sendo que as considerações até o momento apresentam diversas lacunas quanto ao modelo evolutivo e metalogenético proposto. Segundo Campos (2013), a mineralização de cobre e ouro Lavra Velha está associada a brechas hidrotermais sulfetadas e hematíticas e é classificada no modelo de depósito do tipo IOCG (Iron Oxide Copper-Gold). Previamente aos trabalhos de Campos (2013) e Carlin (2013), a equipe de geólogos da empresa Yamana Gold, responsável pela pesquisa mineral da área, acreditava que as rochas encaixantes da mineralização eram rochas de origem vulcânica (riolitos, dacitos e tufos) correlacionáveis à Formação Novo Horizonte, pertencentes ao Supergrupo Espinhaço,

sendo esta unidade o principal foco para a prospecção mineral na época. Porém, trabalhos de campo, análises petrográficas e geoquímicas destas rochas mostraram semelhanças com as rochas do embasamento (Carlin 2013). O modelo de mineralização, contudo, também não se sustenta de acordo com as análises de Carlin (2013).

Os estudos realizados até o momento vêm auxiliando não só a academia, pela existência de poucos trabalhos na região, mas também o desenvolvimento dos trabalhos de prospecção realizados pela empresa Yamana Gold Inc., que teve então seu alvo de pesquisa ampliado para todo o embasamento, representado na região pelo Granitoide Ibitiara, com resultados prósperos. Desta maneira, é importante que se dê continuidade aos estudos nesta área, para uma melhor análise e compreensão da natureza das rochas encaixantes e dos processos hidrotermais nelas atuantes, para assim, continuar auxiliando tanto na busca de guias prospectivos, como no entendimento do próprio depósito.

Este trabalho teve como objetivo dar continuidade às pesquisas desenvolvidas por Carlin (2013), tendo em vista a importância da caracterização das rochas encaixantes e identificação da sua unidade correspondente para a prospecção mineral e expansão do depósito Lavra Velha. Para atingir este objetivo, as descrições petrográficas foram aprofundadas, e os dados geoquímicos foram retrabalhados para que pudessem sustentar proposições acerca da gênese das rochas da região estudada e do modelo metalogénico associado às mineralizações.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo apresentar os resultados da caracterização petrográfica e geoquímica das rochas encaixantes do depósito de ouro Lavra Velha, com a identificação de suas principais alterações hidrotermais, visando a compreensão das interações entre os processos hidrotermais, metamorfismo, deformação, rochas encaixantes e a gênese da mineralização aurífera a que este depósito corresponde.

1.2 Localização, Acesso à Área e Aspectos Fisiográficos

A área estudada localiza-se 30 km a norte do município de Ibitiara, porção centro-oeste

do Estado da Bahia, aproximadamente 530 km a oeste de Salvador e cerca de 60 km a oeste do Parque Nacional da Chapada Diamantina (Figura 1).

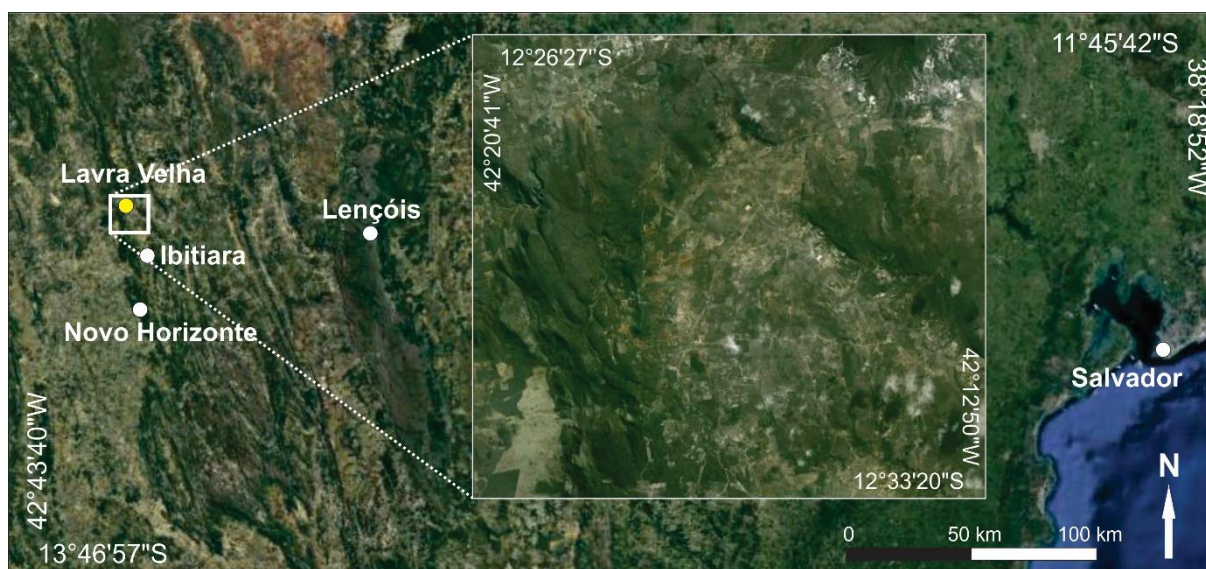


Figura 1: Mapa de localização da área do depósito Lavra Velha, no município de Ibitiara, Bahia, limitada pelo retângulo branco.

O município de Ibitiara, inicialmente, foi instaurado no final do século XVIII como o povoado de Remédios, que posteriormente foi elevado à categoria de município sob a denominação de Remédios de Rio de Contas. Em 1925, devido à descoberta de jazidas de ouro na região, mudou-se a sede do município para “Bom Sucesso”, sendo incorporado como distrito do município de Macaúbas. Em 1943, a denominação de Bom Sucesso foi modificada para Ibitiara, nome indígena que significa “terra do ouro” (IBGE, 2016). Em 2015, possuía uma população estimada de 16.699 habitantes, com densidade demográfica de 8,39 habitantes/km², com índice de desenvolvimento humano (IDH) de 0,585 e um PIB per capita a preços correntes em 2013 de R\$ 4.494,19 (IBGE, 2016).

O depósito Lavra Velha, inserido no Domínio Fisiográfico da Chapada Diamantina, localiza-se a leste da Serra da Mangabeira, feição morfológica descrita por Oliveira *et al.* (1973). Segundo Guimarães *et al.* (2005), dominam nesta região cristais e vales com direções aproximadas norte-sul, definidas por sinclinais e anticlinais alternadas, que refletem o padrão da estrutura regional.

O depósito Lavra Velha insere-se no norte da Anticlinal Ibitiara (CAMPOS, 2013), no domínio de relevo montanhoso da área, próximo à sua zona de charneira. Ao sul, circundado por esse domínio montanhoso, ocorre um extenso vale com terrenos aplainados, coberto por depósitos detríticos (GUIMARÃES et al., 2013).

Nesta região predomina o clima semi-árido, com média anual de temperaturas mínimas e máximas de 18 e 36°, respectivamente. O bioma presente é a caatinga, com predominância de vegetação xerófila. Cactáceas constituem elementos fundamentais na paisagem vegetal do local.

Há escassez de drenagem e recursos hídricos na região, sendo os afluentes mais próximos da área do depósito Lavra Velha os do Rio Paramirim. O abastecimento hídrico é feito principalmente por poços artesianos e comumente é realizada na zona rural a prática de armazenamento da água pluvial em pequenas represas artificiais.

A paisagem nas áreas mais rebaixadas do Alvo Lavra Velha é constituída por campos de murundus (PONCE & CUNHA, 1993), que são geomorfias representadas por montículos, com diâmetros de um a dois metros, distribuídos em malhas aproximadamente regular.

2 MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

2.1 Etapas de trabalho

Com a finalidade de se alcançar os objetivos, descritos no item 2, as atividades de trabalho foram divididas em 4 principais fases: revisão bibliográfica, trabalho de campo, trabalho de laboratório e trabalho de escritório; descritas a seguir:

2.1.1 *Revisão Bibliográfica*

A revisão bibliográfica deu início à pesquisa e se estendeu até a sua finalização, sendo realizada concomitante às demais etapas. Na fase preparatória da pesquisa, levantou-se os principais trabalhos realizados na região, que consistem em artigos técnicos e científicos, livros, mapas, anais de congressos e relatórios de projetos relacionados à área de trabalho referentes à região de Ibitiara (BA). A área do depósito Lavra Velha é escassa em trabalhos acadêmicos, sendo os de Campos (2013) e Carlin (2013) os únicos realizados até o momento.

Os principais trabalhos de âmbito regional utilizados no presente trabalho foram conduzidos por Alkmim et al. (1993), Cruz et al., (2004) e (2007), Arcanjo et al. (2000) e Teixeira (2000) e (2005), com destaque ao “Projeto Ibitiara-Rio de Contas”, de Guimarães et al. (2005), realizado pela CPRM/CBPM. A base cartográfica utilizada corresponde ao mapa geológico do Estado da Bahia, na escala 1:1 000 000 (CPRM, 2003). Em busca de maiores detalhes e informações geológica, também foi consultada a folha Ibitiara-Rio de Contas, na escala 1: 200 000 (CPRM & CBPM, 2005).

Além disso, foram consultados dados e informações sobre o depósito Lavra Velha, em relatórios internos e banco de dados da empresa Yamana Gold durante a visita à unidade da empresa em Ibitiara/BA, para realização de trabalho de campo.

As principais fontes bibliográficas utilizadas para o estudo dos depósitos minerais, principalmente da classe IOCG (Iron Oxide Copper-Gold), e sistemas hidrotermais associados, foram Pirajno (2009), Hitzman et al., (1992), Barton & Johnson (1996) e Williams et al., (2005).

2.1.2 *Trabalho de campo*

Foram realizadas duas campanhas de campo no ano de 2013. A primeira ocorreu no período entre os meses de janeiro e fevereiro e a segunda entre julho e outubro. Esta etapa teve como principal objetivo o reconhecimento regional da área de estudo, que inclui suas características geológicas e tectônicas, como principais direções estruturais e os diferentes litotipos presentes, e local, da região do depósito Lavra Velha. Foram analisados os testemunhos de furos de sondagem realizados durante as campanhas de exploração e pesquisa mineral no depósito Lavra Velha pela Yamana Gold.

Durante esta etapa foram coletadas amostras, provenientes de afloramentos e de testemunhos de sondagem, para ensaios laboratoriais.

Com o fechamento temporário do projeto de prospecção do depósito Lavra Velha e suspensão das suas atividades, não foram realizados outros trabalhos de campo e nem se teve acesso a novos dados do depósito para a execução do trabalho de mestrado.

2.1.3 *Trabalho de Laboratório*

Estas atividades consistiram de análises petrográficas, de microscopia eletrônica de varredura, litoquímicas e de difração de Raios X. Os métodos encontram-se descritos a seguir:

2.1.3.1 *Análise Petrográfica*

As lâminas foram confeccionadas em seções delgadas polidas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Campus de Rio Claro. Para confecção das lâminas, as amostras de rocha coletadas em campo foram fotografadas, descritas macroscopicamente e então marcadas para corte de acordo com as estruturas interessantes para o trabalho.

Foram analisadas no total 38 amostras, onde 10 delas correspondem ao Granitoide Ibitiara, 19 às rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, 6 ao Granito Matinos e 3 à Formação

Novo Horizonte.

Para descrição das lâminas petrográficas, foram utilizados microscópios petrográficos/metalográficos de luz refletida e transmitida, das marcas ZEISS Axioskop 40 e Leica, do Laboratório de Fotomicroscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Unesp, Campus de Rio Claro.

O objetivo desta etapa foi a identificação dos minerais translúcidos e opacos, estruturas, texturas e interpretação das paragêneses minerais presentes nas rochas. Para auxiliar a identificação dos minerais foram utilizados Deer (1966) e Kerr (1959).

2.1.3.2 Difração de Raios X

A Difração de Raios X foi realizada apenas na amostra LV-23, da Formação Novo Horizonte. O método foi aplicado na lâmina em seção delgada polida, confeccionada inicialmente para análise petrográfica, devido a sua intensa alteração, com estruturas e mineralogia completamente obliteradas, dificilmente identificados petrograficamente.

2.1.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

Foram selecionadas 8 lâminas petrográficas (LV-04, LV-06, LV-09, LV-13, LV-25, LV-26, LV-36 e LV-41) para análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV), cujo objetivo principal foi identificar os minerais opacos não reconhecidos em luz refletida.

A análise das amostras LV-06, LV-09, LV-13, LV-25 e LV-26 foram feitas no Laboratório de Quantificação Mineral, no Instituto de Geociências, da Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, com equipamento MEV Leo440i, da Oxford, acoplado a detectores de elétrons retroespalhados e a um sistema de microanálises, que se utiliza de um detector de dispersão de energia EDS (energy dispersive X-Ray spectrometer). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kV, distância focal de 19mm, e corrente de fluxo de aproximadamente $3,0 \times 10^{-9}$ A.

As demais análises foram realizadas posteriormente para complementação do trabalho, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e

Metalogenia da Universidade Estadual “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, com equipamento JSM-6010LA, da empresa JEOL. A análise das amostras foi realizada por EDS, cuja voltagem utilizada para aceleração de elétrons foi de 15eV e distância focal de 10mm. As imagens do MEV foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*backscatter of electrons detector – BSD*).

2.1.3.4 *Litogeoquímica*

Com base na análise petrográfica, 16 amostras foram selecionadas para análise química de rocha total. Onze amostras foram encaminhadas para o laboratório ALS Chemex, com unidade em Vespasiano (MG), nas quais foram utilizados os métodos analíticos ICP-AES (Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente) e ICP-MS (Espectrometria de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente).

Os elementos maiores analisados foram SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃, SrO e BaO, pelo método analítico ICP-AES, após fusão em metaborato de lítio (LiBO₂) e dissolução ácida. O método ICP-MS foi utilizado para determinação de elementos terras raras (ETR: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) e alguns elementos menores e traços (Ba, Cr, Cs, Ga, Gd, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Zr e Y).

Posteriormente cinco foram encaminhadas para o laboratório Acme, na unidade de Belo Horizonte (MG). Os métodos utilizados para análise de rocha total foram ICP-ES e ICP-MS, após fusão em metaborato de lítio e digestão em ácido nítrico. Nesta análise, os elementos maiores, analisados por ICP-ES, foram SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. O método ICP-MS obteve análise dos seguintes elementos traços: Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y, e de ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm e Lu).

2.1.4 *Trabalho de Escritório*

2.1.4.1 Tratamento dos dados analíticos e Interpretação

Os dados geoquímicos foram analisados com o auxílio dos softwares para processamento de dados petrológicos *GCDKit*, versão 2.3 (JANOUSEK et al., 2008), *Petrograph*, versão 1.0.5 (PETRELLI et al., 2005) e *Minpet* (RICHARD, 1995).

Esta etapa incluiu a criação de um arquivo em Excel das amostras analisadas, o tratamento dos dados geoquímicos nos *softwares* citados anteriormente, a interpretação dos resultados obtidos nesta fase, que inclui diagramas de variação binários e/ou ternários para os elementos maiores e traços e diagramas de elementos terras raras e incompatíveis.

2.1.4.2 Integração de análises e conclusão

Esta etapa corresponde à fase final do trabalho, onde os resultados foram interpretados e integrados para elaboração da dissertação final.

3 GEOLOGIA REGIONAL

O depósito de ouro Lavra Velha localiza-se, de acordo com o contexto geológico regional, no domínio fisiográfico da Chapada Diamantina, na porção norte do Cráton São Francisco, no Estado da Bahia.

O cráton São Francisco, definido e delimitado inicialmente por Almeida (1977), é limitado pela Faixa Brasília a sul e oeste, Faixa Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana a norte e Araçuai a sudeste. Corresponde a um dos segmentos crustais preservados da deformação e metamorfismo durante a aglutinação do Gondwana Ocidental, no Brasiliano (CRUZ et al., 2007).

Segundo Cruz & Alkmim (2006), o Cráton São Francisco é formado por dois principais domínios morfotectônicos: o Aulacógeno do Paramirim, onde a área do depósito Lavra Velha está inserida, e a Bacia do São Francisco. De acordo com Barbosa & Sabaté (2002), Cruz e Alkmim (2006), a porção norte do Cráton é constituída por quatro componentes litotectônicos correspondentes a seus núcleos arqueanos: os blocos Gavião, Jequié e Serrinha e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 2).

O Bloco Gavião, onde se localiza o depósito Lavra Velha, corresponde ao segmento de rochas mais antigas do cráton, com idades modelo de Sm/Nd variando entre 3,3 e 3,7 Ga (BASTOS LEAL *et al.*, 1998). Seu conjunto litológico é formado por terrenos granito-gnaiss-migmatíticos, onde predominam os ortognaisses tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granítico) e os gnaisses Arqueanos (3,4 a 3,2 Ga), *greenstones belts* Arqueanos (3,0 – 2,5 Ga) e Granitoides Paleoproterozoicos (BASTOS LEAL *et al.*, 1998). Estas seqüências de rochas encontram-se metamorfizadas em fácies anfíbolito e xisto verde.

3.1 O Aulacógeno do Paramirim

O Aulacógeno do Paramirim é uma estrutura com direção NNW, inserida no domínio norte do Cráton São Francisco. A estrutura evoluiu, segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2001), a partir de *rifts* superpostos e parcialmente invertidos, de idade paleo a neoproterozóica.

O Aulacógeno do Paramirim corresponde ao Aulacógeno do Espinhaço, de Moutinho da Costa & Inda (1982), que abrange a região do Espinhaço Setentrional, parte dos vales dos rios Paramirim, Gavião e São Francisco, e a região da Chapada Diamantina.

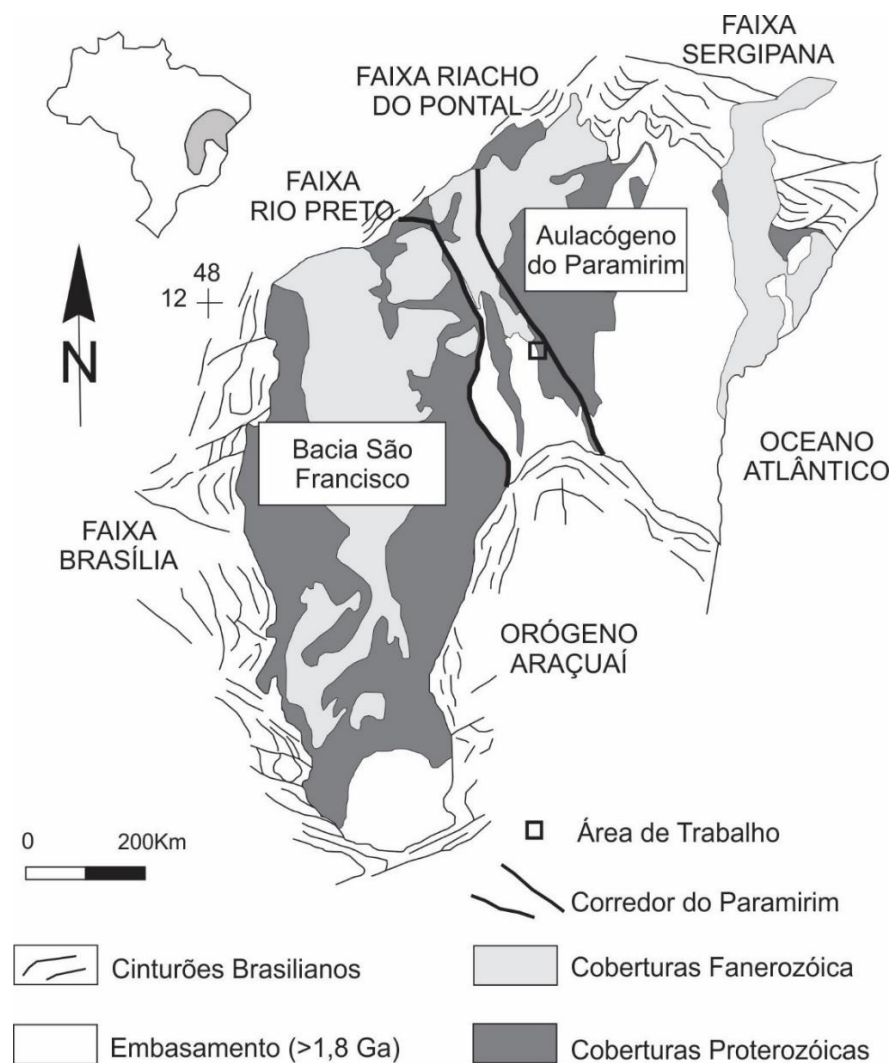


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco de acordo com Cruz & Alkmim (2006), destacando o Aulacógeno do Paramirim e o Corredor do Paramirim. O retângulo preto indica a localização da área de trabalho. (CRUZ E ALKMIM, 2006).

O embasamento do Aulacógeno do Paramirim encontra-se inserido no Bloco Gavião e é constituído principalmente por tonalitos-trondhjemitos-granodioritos (TTGs) arqueanos,

rochas metassedimentares e granitoides paleoproterozoicos, intrudidas por suítes graníticas mais jovens que 1,8 Ga (CRUZ, 2004; CRUZ & ALKMIM, 2006).

A partir do Paleoproterozoico, a evolução do aulacógeno se inicia com a formação de *rifts* intracratônicos abortados, ao longo de falhas com orientação N-S a NW-SE, sobre o qual se instalou o Supergrupo Espinhaço (SCHOBENHAUS, 1996).

Segundo Cruz (2004), as estruturas distensionais são progressivamente invertidas para o sul do aulacógeno. A inversão do Aulacógeno foi consequência de um encurtamento WSW-ENE, responsável pela sua interação tectônica com a Faixa Araçuaí e a colisão dos crátons Amazônico e São Francisco durante o Brasileiro (CRUZ & ALKMIM, 2006).

De acordo com Alkmim *et al.* (1993), Cruz (2004) e Cruz & Alkmim (2006), uma zona de máxima inversão secciona o aulacógeno na direção NNW-SSE e corresponde ao Corredor do Paramirim. Segundo Alkmim *et al.* (1993), a origem do Corredor do Paramirim está associada ao embricamento de cunhas do embasamento sob as rochas supracrustais ao longo do eixo do *rift*. Esta estrutura abrange as rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco nas bacias do Espinhaço setentrional e São Francisco.

3.2 Unidades Litoestratigráficas

A área do depósito é representada regionalmente por uma sequência de rochas arqueanas, seguidas por associações plutono-vulcanossedimentares de idade paleo a mesoproterozóica e intrusões de rochas máficas (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

De acordo com os mesmos autores, o embasamento arqueano, que corresponde ao Complexo Paramirim, é constituído por ortognaisses migmatíticos com termos graníticos subordinados e é palco de intrusões graníticas paleoproterozóicas, representadas pelo Granitoide Ibitiara.

Do Estateriano ao Calimiano (1800-1400Ma) foram implantadas duas bacias intracratônicas superpostas e diacrônicas: uma do tipo *rift-sag* (Bacia do Espinhaço Oriental), onde se situa a área do depósito, e outra do tipo sinéclise (Bacia Chapada Diamantina) (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

A seqüência tectonossedimentar destas bacias encontra-se integralmente ilustrada na Figura 3. Na região do depósito Lavra Velha, ocorre rochas do embasamento até o Grupo Rio dos Remédios, que correspondem à Bacia Espinhaço Oriental do tipo *rift-sag*, cuja evolução é marcada por três fases tectônicas: *pré-rifte*, *sin-rifte* e *pós-rifte*.

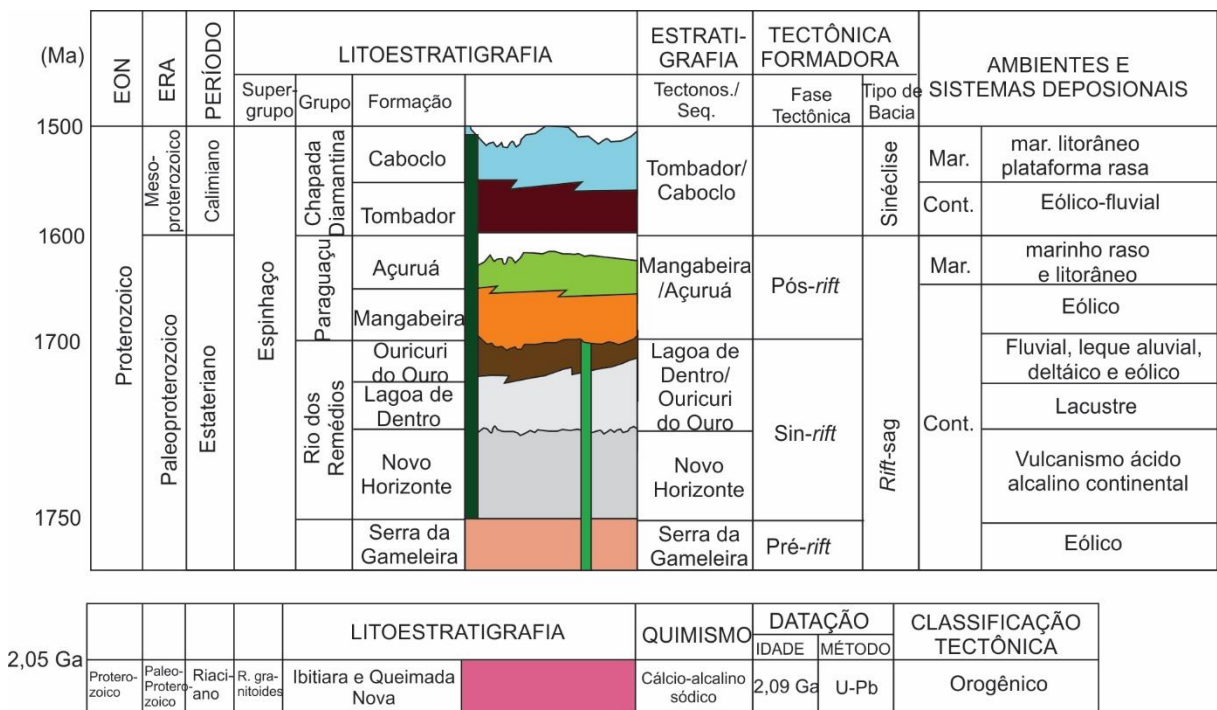


Figura 3: Sequência litoestratigráfica da região de Ibitiara (BA). Quadro retirado do Relatório da CPRM – Projeto Ibitiara – Rio de Contas (GUIMARÃES et al., 2005).

3.2.1 *Embasamento (Pré-Espinhaço)*

O Embasamento do Supergrupo Espinhaço na região do depósito é representado pelo Complexo Paramirim (Arqueano), Granitoide Ibitiara (Paleoproterozóico) e Granito Matinos, descritos a seguir.

3.2.1.1 Complexo Paramirim

O Complexo Paramirim (Paleo-Mesoarqueano) é representado na região do depósito Lavra Velha por ortognaisses migmatíticos e ortognaisses granodioríticos (ARCANJO, et al.

2000). O limite com as unidades superiores do Supergrupo Espinhaço é marcado por discordância erosiva ou zonas de cisalhamento compressional (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

De acordo com Guimarães *et al.* (2005), os ortognaisses migmatíticos são cinza, médios a grossos, e incluem tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com sienogranitos e sienitos subordinados. Podem apresentar migmatitos bandados, *schlieren* ou nebulíticos. Segundo Teixeira (2000), as rochas são cálcio-alcalinas potássicas, peraluminosas, prováveis produtos de fusão parcial de uma crosta de composição TTG, com contribuição sedimentar. Os ortognaisses granodioríticos, pouco expressivos, são rochas de granulação média, cinza a rosada, com termos tonalíticos subordinados (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

De acordo com Guimarães *et al.* (2005) apresentam foliações orientadas a NW-SE e N-S com fortes mergulhos para sudoeste e oeste.

3.2.1.2 Granitoide Ibitiara

O Granitoide Ibitiara aflora na região como núcleo de uma janela erosiva entre as rochas do Supergrupo Espinhaço, representado, quanto à geometria, por um elipsoide com direção de alongamento NNW (GUIMARÃES *et al.*, 2005). A unidade é formada por dioritos, tonalitos e granitos cálcio-alcalinos, sódicos e peraluminosos, datada, pelo método U-Pb em zircões por Teixeira (2005), em $2091 \pm 6,6$ Ma. Para este autor, estas rochas têm origem relacionadas à fusão parcial de manto metassomatizado em ambiente de arco magmático.

Segundo Guimarães *et al.* (2005), o tonalito apresenta coloração cinza-escuro, granulação fina e cristais de plagioclásio saussuritizados assimilados por outros cristais maiores de feldspato potássico. É comum ocorrer associado a esta unidade, granodiorito porfirítico com fenocristais de quartzo e feldspato sericitizados envolvidos por matriz fina, com sericita e quartzo. Pode abranger xenólitos de biotita gnaisse cinza-escuro, finamente granulada e deformado. O hidrotermalismo é evidenciado pelos processos de epidotização, potassificação e sericitização.

Segundo Guimarães *et al.* (2005), ocorre associada ao Granitoide Ibitiara a mineralização aurífera que deu origem à “mina” Beta Tatu, cujas atividades foram interrompidas na década de 1950. O minério de ouro ocorre em veios de quartzo descontínuos, fraturados, associados a

óxidos de ferro e encaixados em rochas cisalhadas e intemperizadas, reportada na época de extração, pela empresa Beta Gold Mining, como metavulcanitos do Grupo Rio dos Remédios.

3.2.1.3 Granito Matinos

Essa unidade é representada por granodioritos e granitos, predominantemente monzogranitos, com termos tonalíticos subordinados. Segundo Teixeira (2005), são rochas metaluminosas a peraluminosas, potássicas, do tipo A. Este autor sugere que estas rochas correspondem ao mesmo magmatismo que gerou o Grupo Rio dos Remédios (1,75 Ga), com tendência cálcio-alcálica. Contudo, a datação de uma amostra de biotita granito pelo método U-Pb em zircão realizada por Campos (2013), forneceu idade de 2,18 Ga para as rochas do Granito Matinos, confrontando o que afirmava Teixeira (2005).

De acordo com Arcanjo *et al.* (2000), os principais representantes litológicos são biotita granodioritos/monzogranitos porfíricos, foliados a gnáissicos, com fenocristais de microclínio e plagioclásio, que variam de 1,5 a 2,5 cm, em matriz média a grossa de quartzo, feldspato e biotita.

Ainda segundo Arcanjo *et al.* (2000), os granitoides estão associados a uma deformação bastante heterogênea, com granitoides isotrópicos a foliados, ortognaisses e ortognaisses protomiloníticos a miloníticos. Delgadas zonas de cisalhamento dúcteis de direção geral NNW-SSE, subverticais para WSW, associam-se a granitoides completamente transformados, que constituem corredores de quartzo-sericita-clorita xistos.

De acordo com Guimarães *et al.* (2005), ocorrem mineralizações de cobre no Granito Matinos. Associam-se comumente a minerais de malaquita, crisocola, azurita, calcopirita, bornita e calcosita em filões de quartzo com magnetita, limonita e carbonatos de zonas de falhas com direção E-W (Fazenda Matinos). Também ocorrem em veios de quartzo brechados com óxidos de cobre associados a malaquita e raramente azurita (Fazendas São Francisco, Passagem do Meio e Salinas). Ainda segundo os autores, brechas hidrotermais, formadas por fragmentos de quartzo e hematita/magnetita marcam o contato entre o veio e o granitoide encaixante.

3.2.2 *Bacia Espinhaço Oriental (Rift-Sag)*

De acordo com Guimarães *et al.* (2005), durante o Estateriano um sistema de riftes intracontinentais gerados por tafrogênese, nos Estados da Bahia e Minas Gerais, originaram bacias preenchidas por rochas magmáticas e sedimentares do Supergrupo Espinhaço.

No Estado da Bahia, predominam as bacias Espinhaço Setentrional e Oriental. A área do depósito estudada localiza-se no domínio da Bacia do Espinhaço Oriental, cuja evolução se iniciou há ca. 1,75 Ga (SCHOBENHAUS, 1996), dividida em três principais fases tectônicas: *pré-rift*, *sin-rift* e *pós-rift*.

3.2.2.1 *Fase Pré-rift*

Essa fase corresponde ao estiramento flexural da crosta e é representada pela Formação Serra da Gameleira, na base do Supergrupo Espinhaço.

3.2.2.1.1 *Sequência deposicional Serra da Gameleira*

Segundo Guimarães *et al.* (2005), a Sequência Depositional, ou Formação Serra da Gameleira ocorre em discordância regional, erosiva e angular sobre as rochas gnáissicas arqueanas e granitoides paleoproterozóicos e é formada por associações de litofácies siliciclásticas continentais, depositados em ambiente desértico, por processos eólicos atuantes sobre grãos de areia não coesiva depositada acima de um lençol freático de nível relativamente profundo.

A sequência é representada por meta-quartzarenito bimodal, metagrauvaca e metarcóseos, associados à metaconglomerado polimítico, metaconglomerado oligomítico, metarenitos, e metabrechas de depósitos de eventos esporádicos. As estruturas sedimentares que se destacam são as estratificações cruzadas e *flaser* nos meta-quartzarenitos e laminação nos metargilitos.

3.2.2.2 *Fase Sin-rift*

Durante a fase *sin-rift* são depositadas rochas vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares que constituem o Grupo Rio dos Remédios, formado pelas tectonossequências Novo Horizonte e Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro. São limitadas entre si pelas unidades da fase *pré-rift* por discordância erosiva, e pelas unidades do embasamento arqueano e da fase *pós-rift* por discordância erosiva e angular.

3.2.2.2.1 *Tectonossequência Novo Horizonte*

A unidade é formada por litofácies vulcânica, subvulcânica, piroclástica e epiclástica, representada por dacito, riolito, quartzo pórfiro e feno andesito (GUIMARÃES *et al.*, 2005). De acordo com estes autores, seu contato com as unidades, inferior e superior, é marcado por duas superfícies discordantes de escala regional, localmente mascaradas por zonas de cisalhamento. Estão associadas esta unidade, mineralizações de ouro, barita e quartzo rutilado.

Segundo Guimarães *et al.* (2005) o conjunto vulcânico/subvulcânico encontra-se modificado pela atuação de fluidos (magmáticos, primários ou secundários), exibindo diversos padrões de alteração hidrotermal (potassificação, propilitização, greisenização e silicificação) e deformação, sendo comum a presença de sericita xistos, sericita-quartzo xistos, milonitos e ultramilonitos, gerados por zonas de cisalhamento.

De acordo com Teixeira (2005), essas unidades vulcânicas/subvulcânicas são resultantes de um magmatismo peraluminoso e alcalino do tipo A2, com contribuição crustal, de ambiente anorogênico.

Datações de U-Pb realizadas em zircões de metarriolitos da tectonossequência fornecem as idades para época do vulcanismo de 1752 ± 4 Ma (SCHOBENHAUS *et al.*, 1994) e 1748 ± 4 Ma (BABINSKI *et al.*, 1994), além de 1734.1 ± 6.7 Ma em dacitos porfíricos (CAMPOS, 2013), e associam-se à formação do *rift* Espinhaço. As idades Ar-Ar de 404 ± 3 e 499 ± 2 , obtidas por Guimarães *et al.* (2005), realizadas em muscovita de metarriolitos, atestam a participação do evento orogênico Brasileiro na reestruturação das bacias Espinhaço Oriental e Chapada Diamantina.

Segundo Guimarães *et al.* (2005), a mineralização de ouro ocorre sob a forma primária (filoniana) e secundária (elúvio-coluvionar e aluvionar). Os filões quartzo-auríferos são concordantes com as principais estruturas da área, paralelas às zonas de cisalhamento, falhas e fraturas, com direção preferencial NNW-SSE. De acordo com o autor, os veios mineralizados podem ser extensionais ou de cisalhamento, sendo comumente boudinados, resultantes da atuação da tectônica de empurrão. Desta forma, a mineralização pode estar representada por veios ou venulações paralelas entre si ou em arranjos mais caóticos como brechas hidrotermais.

A mineralização de barita concentra-se predominantemente em depósitos primários filonianos com pouca ocorrência secundária, em depósitos elúvio-coluvionares (GUIMARÃES *et al.*, 2005). A direção preferencial dos veios mineralizados, que comumente se encontram boudinados, é NNW-SSE, colocados ao longo de zonas de cisalhamento/fraturas. A produção de barita na região na década de 80, atingiu 20000t/ano e no final do mesmo período, caiu para menos de 3t/ano.

Segundo Guimarães *et al.* (2005) o quartzo rutilado pode ser encontrado em depósitos primários e secundários. O primeiro corresponde a depósitos filonianos (tabular, lenticulares, bolsões, etc.) concordantes ou não com as rochas encaixantes, podendo apresentar hematita associada ao rutilo. Tem orientação bastante variável, predominando a direção NNW-SSE.

3.2.2.2.2 *Tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro*

De acordo com Guimarães *et al.* (2005), a Tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro é formada por sedimentação continental terrígena, com sistemas aluviais e eólicos para a Formação Ouricuri do Ouro e lacustre para a Formação Lagoa de Dentro. Os contatos entre estas duas formações são gradacionais e interdigitados, com ciclos deposicionais granocrescentes/granodecrescentes e descontinuidades sedimentares intrabaciais.

Litofácies conglomeráticas associam-se a sistemas aluviais e lacustres. Lateral e verticalmente aos conglomerados, ocorrem arenitos mal selecionados e litarenitos, representando depósitos de sistema fluvial entrelaçado de alto gradiente e baixa sinuosidade, evoluído do sistema de leque aluvial. Arenitos bem selecionados, bimodais, com estratificação

cruzada relacionam-se a sistema eólico e predominaram na fase final de evolução do *rift* (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

3.2.2.3 *Fase Pós-rift (Sag)*

Essa fase é caracterizada pelo desaparecimento dos sistemas aluviais, subsidência mecânica, e pelo surgimento de uma sedimentação regulada por subsidência passiva pela eustasia e mudança de ambiente semi-árido para árido, desértico.

Corresponde a esta fase a Supersequência Mangabeira/Açuruá, em contato erosivo e/ou tectônico com a tectonossequência Lagoa de Dentro/Ouricuri do Ouro.

Estas unidades não são observadas na região do Depósito Lavra Velha.

3.2.2.3.1 *Supersequência Mangabeira/Açuruá*

A supersequência Mangabeira/Açuruá organiza-se em nove litofácies dispostas em um arranjo vertical que encerra dois tratos de sistemas: trato inferior, característico de um período de nível do mar baixo, e trato superior, transgressivo (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

Segundo Guimarães *et al.* (2005), os depósitos de sistemas de mar baixo apresentam poucas variações faciológicas e alta homogeneidade litológica e composicional, representados por unidades formadas a partir de processos eólicos em ambiente desértico costeiro e retrabalhamento do topo por correntes marinhas deste trato.

O trato de sistemas superior é característico de sedimentação marinha rasa e litorânea, constituída por múltiplos sistemas deposicionais associados espacialmente. Apresenta granocrescência ascendente, variando entre metargilito, metarritmito e metarenito.

Assim, considera-se a bacia pós-*rift* uma paleodepressão ampla, rasa e com inclinações pouco pronunciadas (GUIMARÃES *et al.*, 2005).

3.2.3 *Bacia Chapada Diamantina (Sinéclise)*

A Bacia Chapada Diamantina tem sua origem relacionada a outro evento cratogênico durante o Calimiano (1600 – 1400Ma). Tem orientação N-S e é preenchida por depósitos continentais costeiros eólicos-fluviais e marinho rasos em clima semi-árido severo, correspondentes à supersequência Tombador/Caboclo (GUIMARÃES *et al.*, 2005). O seu domínio não abrange a região do depósito Lavra Velha.

3.2.3.1 Supersequência Tombador/Caboclo

Segundo Guimarães *et al.* (2005) o limite entre as formações Tombador e Caboclo, que constituem a supersequência Tombador/Caboclo, é marcado por uma superfície transgressiva.

De acordo com Pedreira (1994), a Formação Tombador é representada por arenitos e conglomerados, com estratificação cruzada acanalada e tabular, formados em leques aluviais e rios entrelaçados com dunas eólicas. A Formação Caboclo corresponde a folhelhos, argilitos/siltitos e camadas de arenito, com estruturas de fendas de dissecação, marcas onduladas, ondulações truncadas, espinhas de peixe, além de lentes de calcário com estromatólitos, formados em planícies de maré, barras de plataforma e litoral.

3.2.4 **Rochas Máficas Intrusivas**

De acordo com Guimarães *et al.* (2005), as rochas máficas intrusivas, ocorrem intrudidas no conjunto metavulcanossedimentar do Supergrupo Espinhaço na forma de diques e *sills* com orientação preferencial N-NW. São representados por gabros isotrópicos, cinza-escuros e verdes, de granulação média a grossa, com textura intergranular e cristais com até 1 cm de comprimento de plagioclásio saussuritizado e augita parcialmente uralitizada. Guimarães *et al.* (2005) obtiveram pelo método U-Pb em zircões destas rochas, a idade de $1496 \pm 3,2$ Ma e Babinski *et al.* (1999) de 1514 Ma.

Segundo Teixeira (2005), as rochas têm filiação de natureza toleítica continental, com contaminação crustal. Podem apresentar metamorfismo e retrometamorfismo, com ação de fluidos hidrotermais, e geração de anfibólios de baixa temperatura, clorita e saussuritização dos plagioclásios.

4 O DEPÓSITO LAVRA VELHA

4.1 Depósitos do Tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold Ore Deposits)

O modelo de depósito mineral denominado óxido de ferro Cu-Au (IOCG, ou *iron oxide-copper-gold*) foi introduzido por Hitzman *et al.* (1992). Posteriormente, com aprofundamento dos estudos e com o reconhecimento de modelos similares ao redor do mundo, ele foi subdividido em várias outras classes por diversos autores, como Williams *et al.* (2005), que o classificaram quanto a outras mineralizações afiliadas, e Barton & Johnson (2004), quanto à origem dos fluidos hidrotermais, entre outros. Neste trabalho serão discutidas brevemente as características gerais de classificação de uma classe de depósito IOCG.

Os depósitos IOCG estão associados a grandes estruturas tectônicas em ambiente continental (BARTON, 2013), sendo mais comum sua ocorrência em áreas relacionadas a regime de extensão tectônica, associadas a arcos e *rifts* (HITZMAN *et al.* (1992). Segundo Pirajno (2009) e Pirajno & Santosh (2015) as estruturas originadas por esforços extensionais, como *rifts*, são mais eficientes para a formação desta classe de depósito, por atuarem como conduto para fluidos magmáticos e hidrotermais.

Segundo Barton (2013), as rochas encaixantes do depósito IOCC podem ser ígneas, como descritas por Williams *et al.* (2005), com composição variando de máfica a félsica e subalcalina, ou sedimentares, clásticas e químicas, com suas correspondentes metamórficas (BARTON & JOHNSON, 1996; HAYNES, 2000; BAKER, 1998; WILLIAMS, 2010). Na Província Mineral de Carajás, as rochas se hospedam em rochas metavulcanossedimentares, mas também associa-se a corpos ultramáficos, *greenstones belts* e formações ferríferas (AUGUSTO *et al.*, 2008 e DOCEGEO, 1988), mostrando a expansão do modelo do depósito IOCG.

As rochas encaixantes são intensamente alteradas por um metassomatismo sódico-cálcico-potássico (BARTON & JOHNSON, 1996; HITZMAN *et al.*, 1992; WILLIAMS *et al.*, 2005). De acordo com Hitzman *et al.* (1992), nesse sistema predominam alterações mais sódicas em maiores profundidades, potássicas a profundidades intermediárias e sericitização e silicificação quanto mais próximo às zonas mais rasas.

Segundo Hitzman *et al.* (1992), a alteração sódica é marcada por albita-magnetita± actinolita ou clorita. A alteração potássica, ou sericitização, é caracterizada por assembleia feldspato potássico – sericita, com ocorrência de quartzo em veios, podendo estar associado a outros minerais produtos de alteração. Os minerais comuns desta alteração em rochas intermediárias são sericita-clorita-actinolita±epidoto ou hematita-sericita±carbonato±clorita± quartzo. Segundo Hitzman *et al.* (1992), as alterações podem ser contemporâneas. Contudo, Augusto *et al.* (2008) identificam diferentes fases de alteração, que podem estar uma sobreposta à outra, atuantes no depósito IOCG de Bacaba, na Província Mineral de Carajás.

Os depósitos são associados a óxidos de ferro, magnetita e/ou hematita, com baixo teor de Ti, e são caracterizados geoquimicamente por seus elevados teores em Cu, Au, REE, P, U, Ag, e Co (WILLIAMS *et al.*, 2005). São depósitos de baixa sulfetação.

A mineralização pode ocorrer em brechas hematítica ou em estruturas tectônicas, como zonas de falhas, normalmente silicificadas (HITZMAN *et al.*, 1992). Segundo este autor a mineralização controlada estruturalmente segue paralelamente *trends* das principais estruturas regionais.

4.2 Características do Depósito Lavra Velha

O depósito Lavra Velha localiza-se a norte do município de Ibitiara, no extremo norte do Granitoide Ibitiara, próximo à charneira da estrutura Anticlinal Ibitiara (CAMPOS, 2013), que representa uma dobra aberta, levemente assimétrica, com vergência para leste e eixo aproximado na direção N-S, com mergulho suave para NNW (Figura 4).

As estruturas que se destacam na área do depósito são falhas reversas, zonas de cisalhamento (sinistral) e dobras, consideradas reflexos das grandes estruturas regionais – zonas de cisalhamentos Ibitiara (CRUZ, 2004) e Ibiajara (GUIMARÃES *et al.*, 2005). Estas zonas de cisalhamento sinistrais apresentam padrão ramificado e, de acordo com estes autores, são responsáveis pelo soerguimento do Granitoide Ibitiara e formação da Anticlinal Ibitiara.

As unidades presentes no depósito Lavra Velha são o Granitoide Ibitiara e as formações Novo Horizonte e Ouricuri do Ouro (CAMPOS, 2013 e CARLIN, 2013). O Granitoide Ibitiara é representado por uma variedade de rochas que vão de tonalitos a granodioritos,

inequigranulares, com forte cloritização e epidotização (CAMPOS, 2013; CARLIN, 2013). Segundo os autores, em alguns pontos ocorrem veios e vênulas preenchidas por calcita, magnetita e calcopirita com direção preferencial NNE ou magnetita idiomórfica disseminada. Na porção norte do Granitoide Ibitiara, ocorrem brechas hidrotermais, compostas essencialmente por quartzo e óxido-hidróxido de ferro, podendo conter sulfetos, que são cortadas por um sistema de vênulas e veios (constituídos predominantemente por hematita, turmalina, quartzo e sericita) às quais associam-se as mineralizações de ouro do depósito de ouro Lavra Velha (CAMPOS, 2013). Diques de turmalina granito porfirítico com textura subvulcânica também podem cortar o sistema de brechas hidrotermais (CAMPOS, 2013).

Campos (2013) classifica os principais tipos de brechas que ocorrem no depósito em quatro tipos: i) brechas cálcio-silicáticas: ocorrem principalmente no Granitoide Ibitiara, e apresentam associação mineralógica formada por calcita-magnetita-calcopirita-(±epidoto-clorita); ii) brechas sulfetadas: são caracterizadas pela associação de pirita-(±calcopirita)-magnetita-hematita-(±turmalina-clorita); iii) brechas hematíticas: caracterizada pela associação mineralógica hematita-turmalina e hematita-turmalina-(±magnetita); e iv) brechas sericíticas: estas brechas podem apresentar baixos teores de ouro e são caracterizadas pela associação mineralógica sericita-turmalina-hematita. Segundo Campos (2013), o sistema de brechas hidrotermais apresenta zoneamento e tem um forte controle estrutural, ocorrendo ao longo de planos de fraturas subhorizontais e subverticais no Granitoide Ibitiara, próximo ao contato com a Formação Novo Horizonte, sendo as principais brechas mineralizadas sub-horizontais com direção N10-30E e mergulho suave para NNW.

As rochas encaixantes do depósito Lavra Velha encontram-se intensamente alteradas, com mineralogia primária completamente substituída por minerais secundários, sendo principais processos atuantes forte sericitização e ferro-metassomatismo. As texturas e estruturas primárias das rochas encaixantes do depósito encontram-se parcialmente preservadas a completamente obliteradas, o que dificulta a caracterização do protólito. Para Campos (2013) a presença esporádica de cristaloclastos angulosos de plagioclásio, em associação com matriz dominada por cristais xenomórficos a idiomórficos de quartzo, que por vezes exibem “golfos de corrosão”, imersos em matriz sericitizada, indicam que o provável protólito das rochas

encaixantes do depósito de Au seriam rochas subvulcânica de natureza química ácida (fácies aplítica do Granitoide Ibitiara).

Na área do depósito Lavra Velha, a Formação Novo Horizonte, que encontra-se depositada, em inconformidade, sobre o Granitoide Ibitiara, é representado, segundo Campos (2013), por riolito e a Formação Ouricuri do Ouro, que ocorre mais a norte do depósito, em contato discordante e erosivo com a Formação Novo Horizonte, é representada por conglomerados polimíticos e clasto suportados, arenito grosso e conglomerático.

As rochas do depósito Lavra Velha são intrudidas por rochas máficas (diabásio e metagabro), na forma de diques e *sills*, centimétricos a métricos, que cortam e são cortados pelas brechas hidrotermais do depósito, segundo Campos (2013).

Datações U-Pb em cristais de zircão (análise por LA-ICP-MS) realizadas por Campos (2013) forneceram idade de $2.093,5 \pm 8,2$ Ma para a rocha subvulcânica encaixante da mineralização, idade de 2.161 ± 50 Ma para uma brecha hidrotermal, idade de 2.165 ± 18 Ma para metagabro foliado, e idade de 2.112 ± 15 Ma para dique de turmalina granito porfirítico (interpretado como idade de colocação dos diques).

As idades obtidas para a rocha subvulcânica encaixante das brechas mineralizadas, para brecha mineralizada e para o metagabro foliado são coincidentes com a idade do granito Ibitiara (idade de cristalização de $2.091 \pm 6,6$ Ma, TEIXEIRA, 2005), sugerindo contemporaneidade entre a gênese da mineralização, formação do Granitoide Ibitiara e das brechas hidrotermais. Também podem estar associadas a ocorrência de magmatismo bimodal (CAMPOS, 2013). Contudo, os cristais de zircão analisados podem ser gerados pelo processo de cristalização magmática de diferentes fácies do Granitoide Ibitiara. A idade Ar-Ar de $516,19 \pm 2,73$ obtida em uma brecha sericítica é interpretada por Campos (2013) como o último registro metamórfico que afetou a área, no final do Ciclo Brasileiro, durante a inversão da bacia Espinhaço.

Campos (2013) propõe o modelo IOCG (Iron Oxide Copper Gold Ore Deposits) para o depósito Lavra Velha. Segundo o autor, o depósito é formado por fusão de manto litosférico subcontinental e metassomatizado, com intensa alteração hidrolítica em ambiente de arco magmático. De acordo com o autor, este ambiente é propício para a formação de estruturas transtensivas, que favorecem a intrusão de rochas félsicas e máficas, além da percolação de fluidos hidrotermais. O modelo do depósito, de acordo com autor, é apresentado na Figura 5.

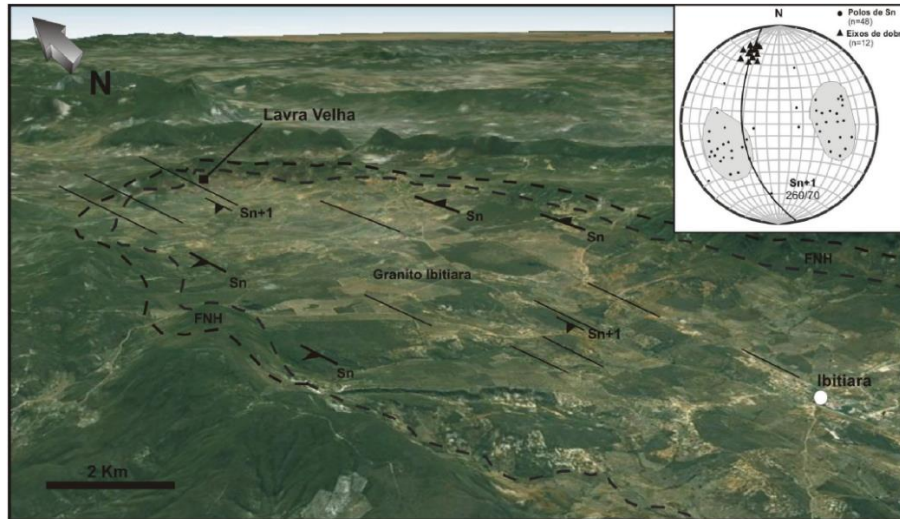


Figura 4: Anticlinal Ibitiara com o Granitoide Ibitiara aflorando no centro da dobra e a Formação Novo Horizonte (FNH) nos seus flancos (CAMPOS, 2013). O depósito Lavra Velha localiza-se região da charneira, porção norte da dobra, próximo ao contato entre duas unidades.

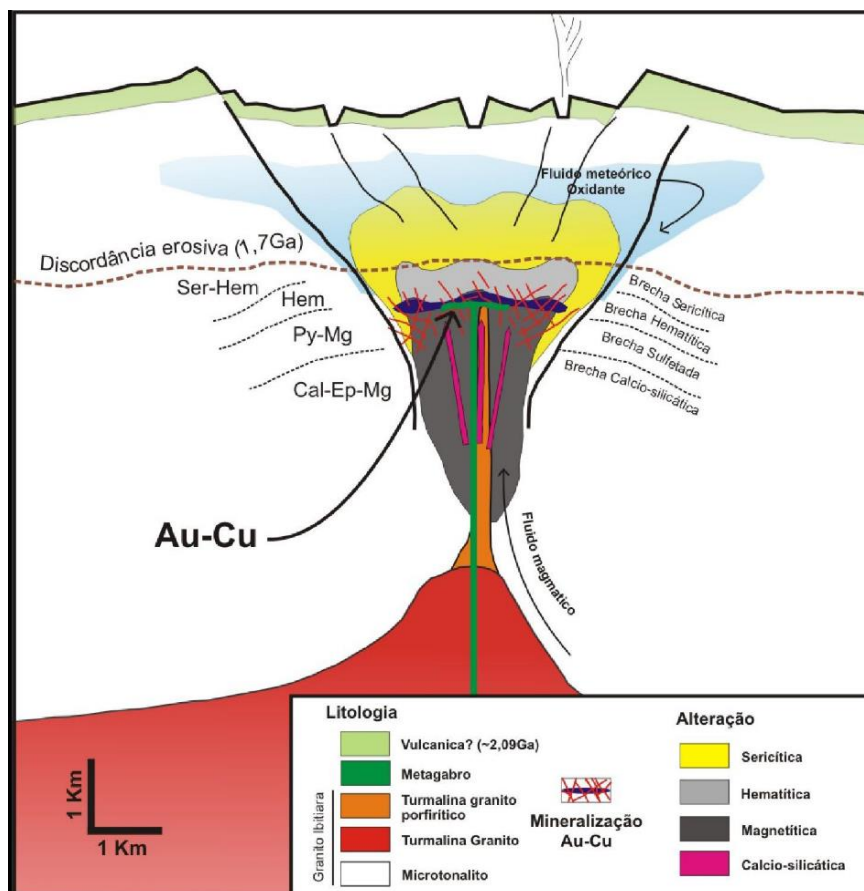


Figura 5: Modelo metalogenético sugerido para o depósito Lavra Velha, do tipo IOCG, por Campos (2013). Cal= calcita; Ep= epidoto; Mg= magnetita; Hem= Hematita; Ser= Sericita.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Petrografia

Neste capítulo serão discorridos os aspectos macroscópicos, mesoscópicos e microscópicos das rochas encaixantes da mineralização de ouro Lavra Velha, do embasamento Granitoide Ibitiara, uma breve abordagem do Granito Matinos e das rochas metavulcânicas da Formação Novo Horizonte. Foram analisadas 38 amostras, das quais 19 representem as rochas encaixantes do depósito, 10 o Granitoide Ibitiara, 6 o Granito Matinos e 3 a Formação Novo Horizonte (Figura 6).

As rochas encontram-se alteradas e, localmente, com baixa deformação e correspondendo a xistos, gnaisses e granitos alterados e deformados. Contudo, neste trabalho, as rochas foram classificadas de acordo com seus respectivos protólitos, interpretados a partir da paragênese secundária, principalmente, e com o auxílio da análise geoquímica.

5.1.1 *Granitoide Ibitiara*

O Granitoide Ibitiara é formado por um conjunto de rochas alteradas, de composição variada, cujos protólitos foram interpretados como tonalito, granodiorito, meta-quartzo diorito e meta-quartzo monzodiorito. Os principais processos de alteração atuantes são sericitização, predominante, cloritização, carbonatação, podendo ocorrer ainda epidotização, albitização e sulfetação subordinada.

Na Rodovia BA-152, que liga a cidade de Ibitiara ao município de Novo Horizonte, localiza-se em uma antiga pedreira desativada (Figura 7), onde predominam rochas de composição tonalítica com variação granodiorítica. Neste complexo de rochas do Granitoide Ibitiara, também se insere, em menores proporções, rochas de composição diorítica, interpretadas como enclaves por Guimarães *et al.* (2005). As rochas são cortadas por veios e vênulas de quartzo, carbonato, epidoto e, mais raramente, pirita, hematita e magnetita. As rochas deste afloramento encontram-se alteradas, porém apresentam estrutura, textura e mineralogia relativamente mais preservadas, quando comparada às demais rochas da região.

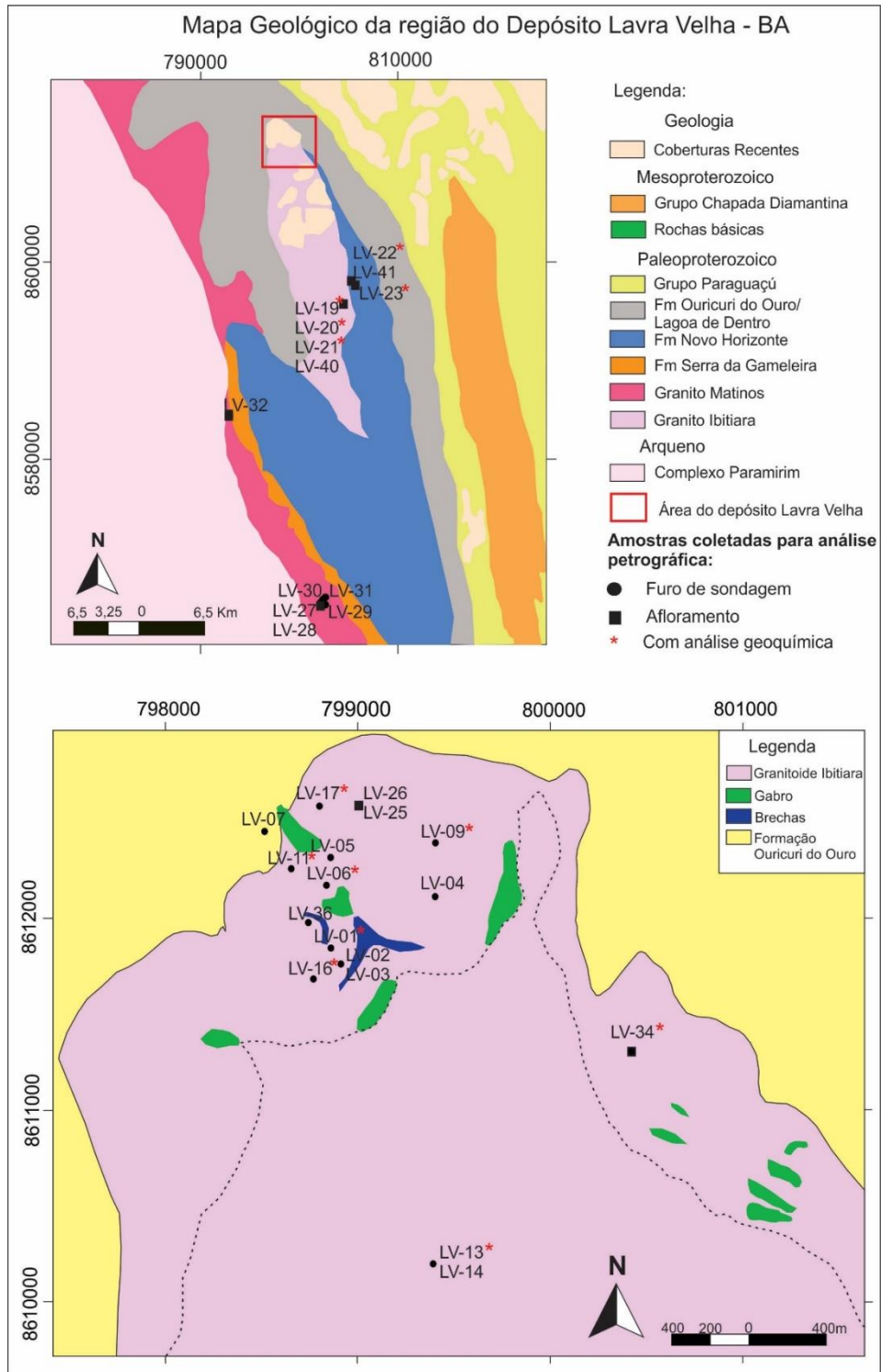


Figura 6: Localização das amostras no mapa geológico simplificado da região da área de estudos, do Depósito Lavra Velha, em Ibitiara (BA). O mapa inferior refere-se à área do depósito Lavra Velha, delimitada pelo retângulo vermelho no mapa superior. Fonte: relatório interno da Yamana Gold.

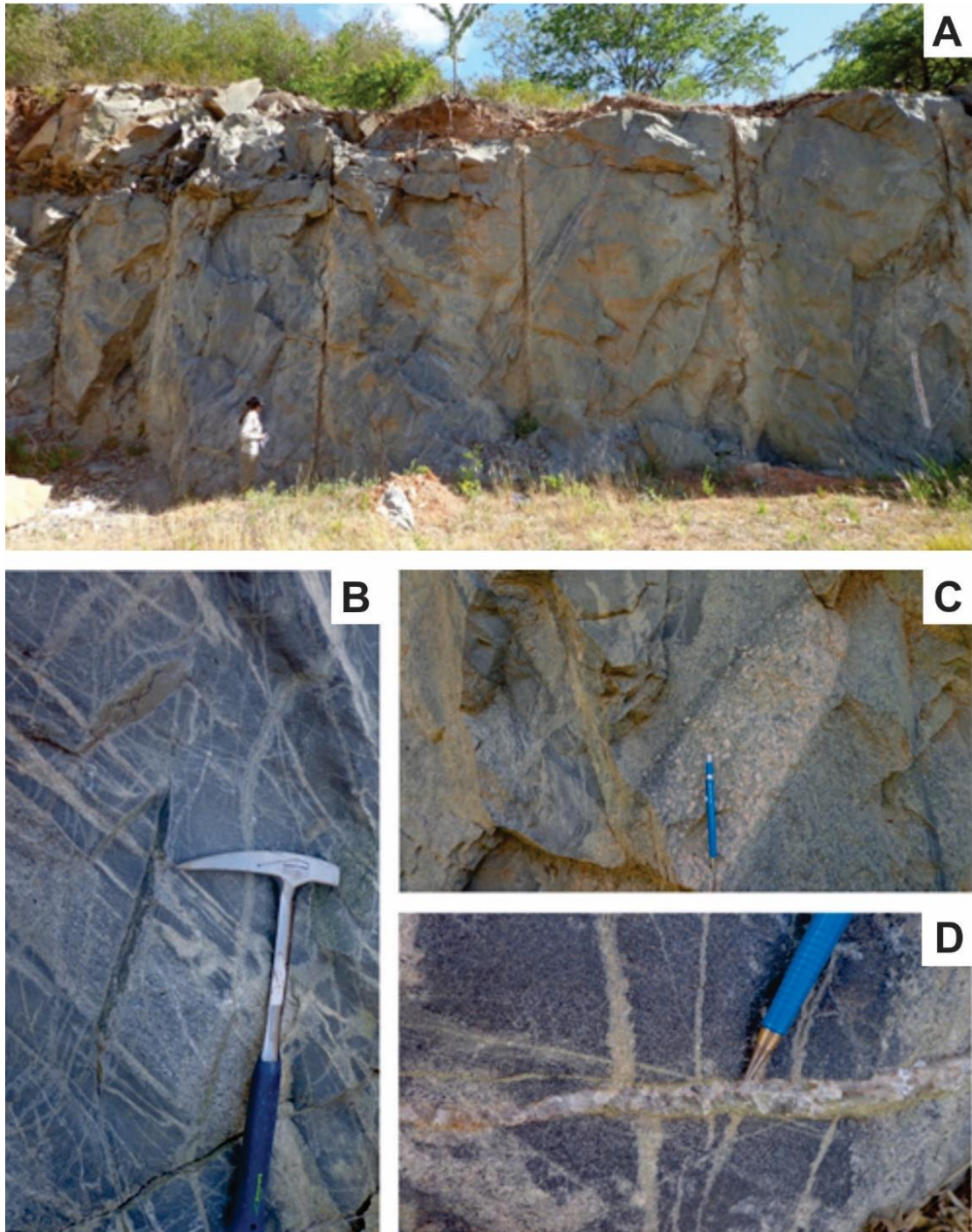


Figura 7: Pedreira desativada localizada na rodovia BA-152, entre a cidade de Ibitiara e o município de Novo Horizonte. Deste afloramento foram retiradas as amostras LV-19, LV-20, LV-21 e LV-40, conforme se observa no mapa de localização (Figura 7). A: Visão geral da pedreira, com afloramento de rochas menos alteradas do Granitoide Ibitiara; B: Detalhe de porções de rocha com composição tonalítica (mais escura), predominante, e granodiorítica (mais clara); C: Destaque no centro da foto para rocha de composição granodiorítica, em contato com rochas tonalíticas; D: Veio e vênulas de carbonato e epidoto.

As amostras coletadas do Granitoide Ibitiara provêm tanto de afloramentos, como de testemunhos de sondagem, coletadas aleatoriamente, correspondendo ao metatonalito as amostras LV-03, LV-13, LV-14, LV-20 e LV-40, ao metagranodiorito, LV-19, LV-21 e LV-40, ao meta-quartzo diorito, LV-03, e ao meta-quartzo monzodiorito, a amostra LV-17. A descrição das amostras encontra-se no ANEXO I.

Os diversos litotipos desta unidade apresentam semelhanças quanto à textura, estrutura e composição mineralógica. As rochas são predominantemente faneríticas, com coloração cinza e tonalidade esverdeada. Apresentam estruturas isotrópica ou foliada, com granulação inequigranular, variando entre média e fina (Figura 8). Em excessão, o meta-quartzo monzodiorito (LV- 03) é equigranular com granulação fina. A estrutura de rocha ígnea (granítica), com textura blastogranular hipidiomórfica, encontra-se preservada nestas rochas.

As rochas do Granitoide Ibitiara são constituídas por plagioclásio parcial a totalmente alterado, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio) alterado, sericita, clorita, carbonato, epidoto, minerais opacos e minerais acessórios de apatita, zircão, titanita, allanita, e monazita. A proporção mineralógica constituinte dos diferentes litotipos do Granitoide Ibitiara se encontram na Tabela 1.

Os cristais de plagioclásio são, predominantemente, inequigranulares, com dimensões entre 0,3mm e 2,5mm, subedrais a anedrais, com forma tabular nas rochas menos deformadas (Figura 9A) e sigmoidal nas mais deformadas. São substituídos parcial a completamente por sericita, constituindo, neste caso, os pseudomorfos de plagioclásio sericitizado (Figura 9B). Alguns cristais encontram-se saussuritizados (Figura 9C e 9D). Localmente, observa-se geminação albita (Figura 9A e 9E).

O quartzo ocorre como cristais anedrais, inequigranulares, com granulação variando entre 0,1mm e 2,5mm, normalmente com disposição intersticial, onde fazem contato lobado com os demais cristais, principalmente com o plagioclásio. Podem exibir leve extinção ondulante e localmente observa-se fraturamento dos cristais de quartzo, preenchido por quartzo e/ou carbonato.

Os cristais de feldspato potássico, predominantemente ortoclásio, são anedrais e inequigranulares, com granulação variando entre 0,5 e 2,0mm. Apresentam variados níveis de

alteração, predominando a sericitização. Em alguns cristais observa-se a estrutura *chessboard*, típica de albitização (Figura 9A e 9E).

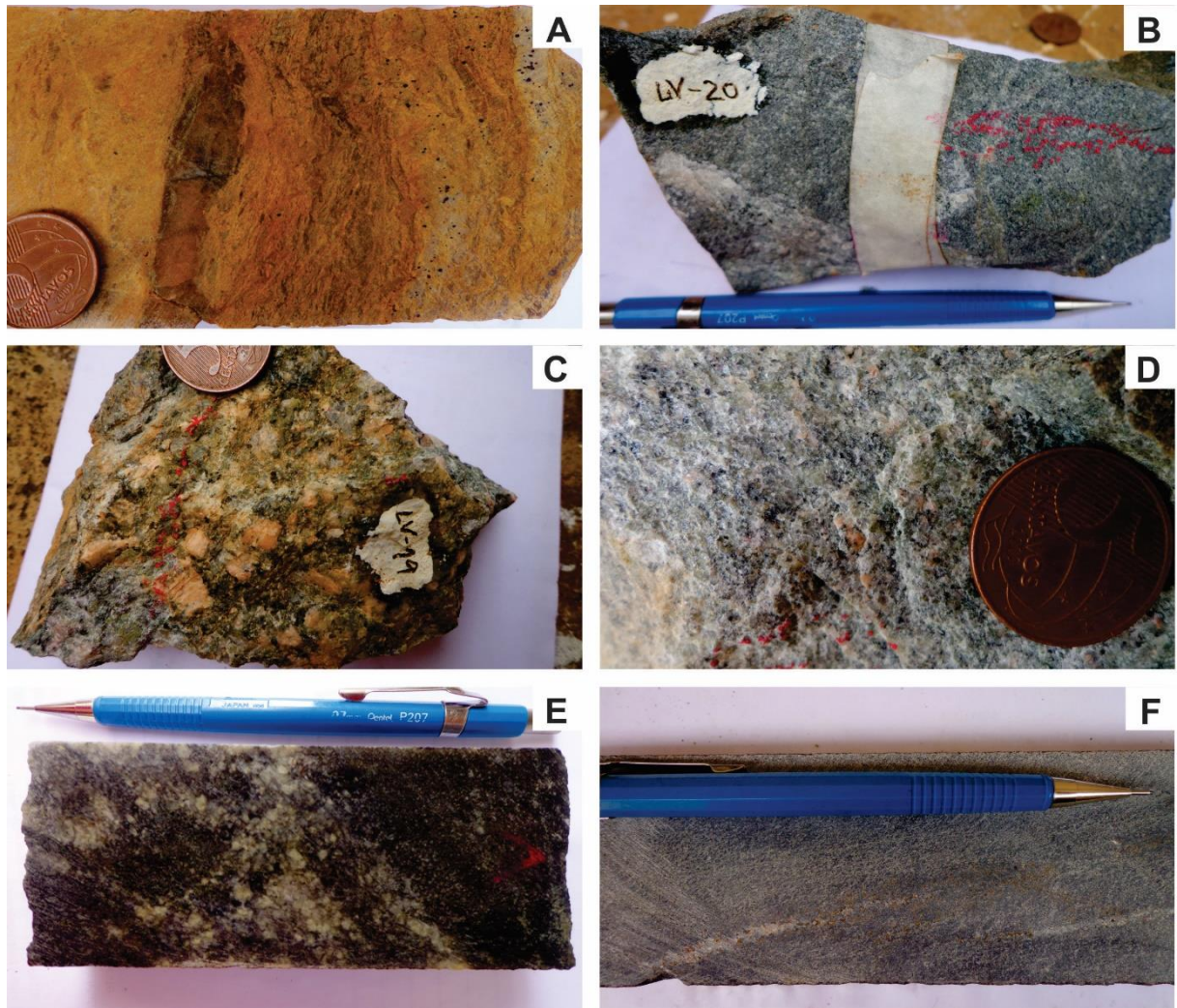


Figura 8: Amostras do Granitoide Ibitiara. A: Amostra foliada, de testemunho de sondagem de metatonalito sericitizado, interceptado por veio de quartzo (LV-09, ANEXO I); B: Amostra da pedra desativada de metatonalito sericitizado e cloritizado com granulação fina e isotrópica (LV-20, ANEXO I); C: Amostras da pedra de metagranodiorito sericitizado e cloritizado com estrutura de rocha ígnea (granítica) preservada (LV-19, ANEXO I); D: Amostra da pedra, de metagranodiorito sericitizado inequigranular, com estrutura granítica (LV-21, ANEXO I); E: Amostra de testemunho de sondagem de rocha sericitizada e cloritizado inequigranular com estrutura granítica (LV-03, ANEXO I); F: Amostra de testemunho de sondagem de meta-quartzo monzodiorito sericitizado, carbonatado e cloritizado de granulação fina e equigranular, com estrutura aplítica (LV-17, ANEXO I).

Tabela 1: Litotipos constituintes do Granitoide Ibitiara e sua composição mineralógica em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) estão ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido a intensa alteração.

	Pl	Qtz	Fsp	Bt/Chl	Cb	Op	Ep
Metatonalito	70%	20-35%	5%	3-13%	1-8%	3%	-
Metagranodiorito	65%	25%	15%	2%	-	1%	-
Meta-quartzo diorito	74%	6%	-	14%	-	2%	2%
Meta-quartzo monzodiorito	64%	6%	11%	3%	12%	-	4%

A clorita ocorre como cristais anedrais, com dimensão média ou inferior a 0,2mm. Associa-se à biotita, muscovita e minerais opacos, ocorrendo comumente nos domínios sericíticos e nos interstícios entre minerais (Figuras 9B, 9C e 9D). Nestas rochas, a clorita pode apresentar pleocroísmo verde escuro - verde pálido, verde amarelado - verde escuro ou marrom escuro – amarelo.

Os cristais de carbonato são anedrais, normalmente com tamanho inferior a 0,1mm, podendo atingir até 1,5mm em algumas amostras. Ocorrem em veios e vênulas que cortam as rochas (Figura 9A) e associados aos domínios sericítico (Figuras 9C e 9D).

O epidoto, semelhante ao carbonato, ocorre principalmente associado ao domínio sericítico (9C e 9F) e em veios e vênulas que cortam as rochas, e são cristais anedrais a subedrais, com tamanho médio ou inferior a 0,2mm.

Os minerais opacos predominantes são martitas e magnetitas parcialmente martitizadas, substituídas de 30 a 90% por hematita, cujos cristais são anedrais a subedrais, com dimensões variando entre 0,2 e 0,02mm. Os cristais de hematita são anedrais a subedrais de granulação muito fina e ocorrem normalmente disseminados na rocha. Menos frequentemente, pode se observar cristais anedrais de pirita e/ou calcopirita, de granulação muito fina. Os minerais opacos frequentemente possuem coroas de hidróxido de ferro.

Cristais de titanita podem ocorrer associados ao domínio sericítico, aos minerais de carbonato, epidoto, clorita e óxidos/hidróxidos de ferro (Figura 9F). São subedrais a anedrais, variando entre 0,2 e 1,0mm.

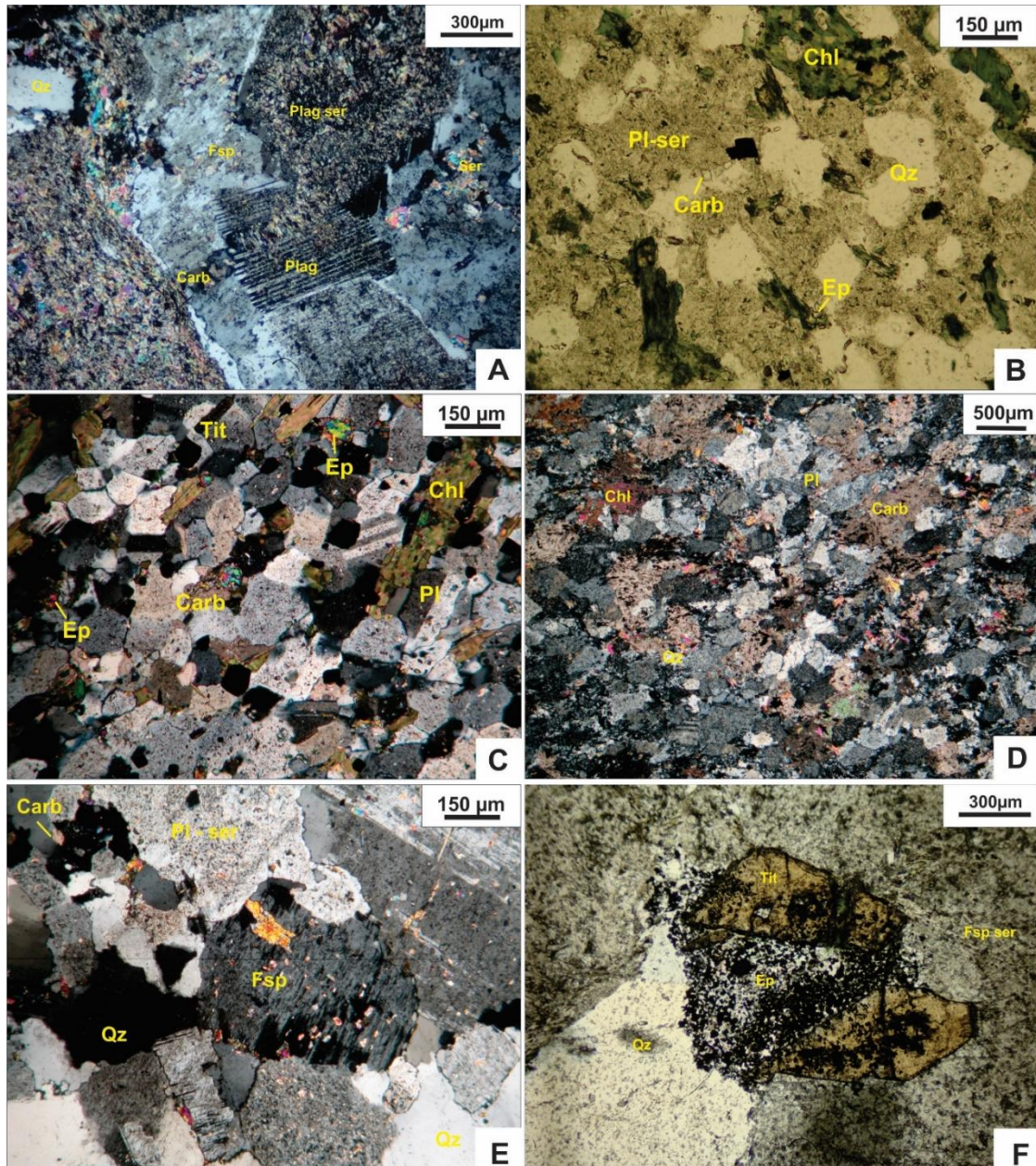


Figura 9: Imagens obtidas em microscópio petrográfico de luz transmitida. A: Granodiorito com estrutura de rocha ígnea preservada e cristais de plagioclásio parcial a completamente saussuritizados e sericitizados, interceptados por veio de carbonato. No centro da imagem, cristal com geminação albita (LV-19, polarizadores cruzados); B: Tonalito, com estrutura reliquiária de rocha ígnea (granítica), com cristais de feldspatos intensamente sericitizados (LV-20, polarizadores paralelos); C: Tonalito com estrutura de rocha ígnea preservada e isotrópico, com cristais de plagioclásio levemente saussuritizados e/ou sericitizados. Os minerais secundários de clorita, carbonato, epidoto e titanita apresentam granulação similar à da rocha (LV-40, polarizadores cruzados); D: Estrutura de rocha ígnea preservada do meta-quartzo monzoniorito, com leve saussuritização e sericitização do plagioclásio (LV-17, polarizadores cruzados).E: Cristal de feldspato potássico (centro da imagem) exibindo textura chessboard e início de sericitização (LV-40, polarizadores cruzados); F: Cristais de titanita associados a epidoto em domínio sericitico, da alteração do feldspato (LV-19, polarizadores paralelos);

5.1.2 *Rochas Encaixantes Do Depósito Lavra Velha*

Assim como no Granitoide Ibitiara, as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha são constituídas por uma associação litológica variando de tonalito a quartzo diorito. As rochas encaixantes, que se encontram intensamente alteradas, principalmente por processos de sericitização, e/ou deformadas, são denominadas de “granitos alterados e/ou deformados” cujos protólitos não foram identificados durante a análise petrográfica. Os principais processos hidrotermais atuantes nas rochas são sericitização, cloritização, carbonatação, turmalinização, formação de óxido/hidróxido de ferro e registros de processos de albitização.

As amostras foram coletadas nas proximidades do depósito Lavra Velha (Figura 6) e correspondem ao metatonalito as amostras LV-01, LV-04, LV-07, LV-15, LV-26, LV-34 e LV-43, ao meta-quartzo diorito, LV-11, LV-16, LV-36 e LV-45 e aos granitos alterados e/ou deformados LV-05, LV-06, LV-09, LV-18, LV-25 e LV-42.

Os afloramentos na área do depósito são escassos e encontram-se deformados e alterados por processos intempéricos e hidrotermais, predominantemente, (Figura 10). São registradas diferentes intensidades de deformação nas rochas, marcadas principalmente por xistosidade, foliação milonítica, dobras e zonas de fraturas. As rochas apresentam foliação com direção preferencial E-W e forte padrão de faturamento (Figura 10A) com direções preferenciais entre NE e NW e mergulho aproximadamente de 50° para SE e SW, respectivamente. As fraturas predominam na direção EW e NS, com mergulhos subverticais (Figura 10A). As rochas são cortadas por veios e vênulas de turmalina e quartzo ou quartzo, hematita e/ou magnetita martitizada, comumente associados a hidróxido de ferro (Figura 10B), e suas fraturas podem ser preenchidas por brechas hidrotermais, constituídas por quartzo, hematita e magnetita, associadas normalmente à ocorrência do minério de ouro (Figura 10C). As brechas hidrotermais são encontradas na região do depósito Lavra Velha mais comumente como blocos (Figura 10D), mas também podem ser observadas, mais localmente, em veios boundinados em afloramentos.

As rochas apresentam coloração cinza e tonalidades avermelhadas (Figura 11A) ou esverdeadas (Figura 11B), variando entre faneríticas a subfaneríticas, com estrutura predominante foliada (Figura 11).

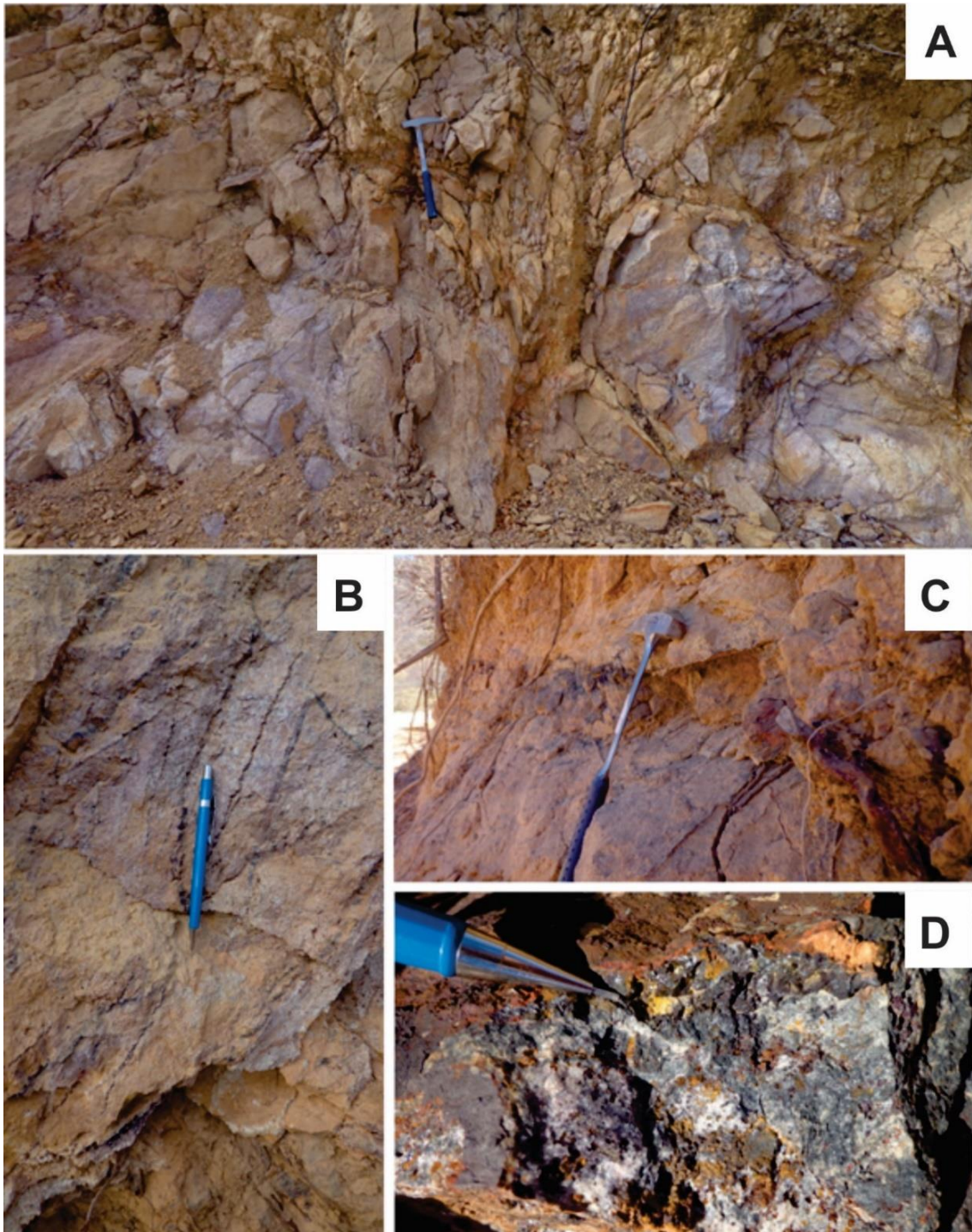


Figura 10: Imagens dos afloramentos das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha. A: Visão geral de afloramento localizado na coordenada x:733143, y: 861193, z:1026m, no alvo de prospecção Lavra Velha, intensamente fraturado; B: Veios e vênulas de hematita, magnetita e turmalina cortando as rochas encaixantes do depósito em variadas direções; C: Fraturas na rocha com direção preferencial EW, mergulando 20° para sul, preenchidas por quartzo, hematita e magnetita (visada da foto para WNW); D: Blocos de brechas hospedeiras da mineralização, constituídas por quartzo, hematita e magnetita.

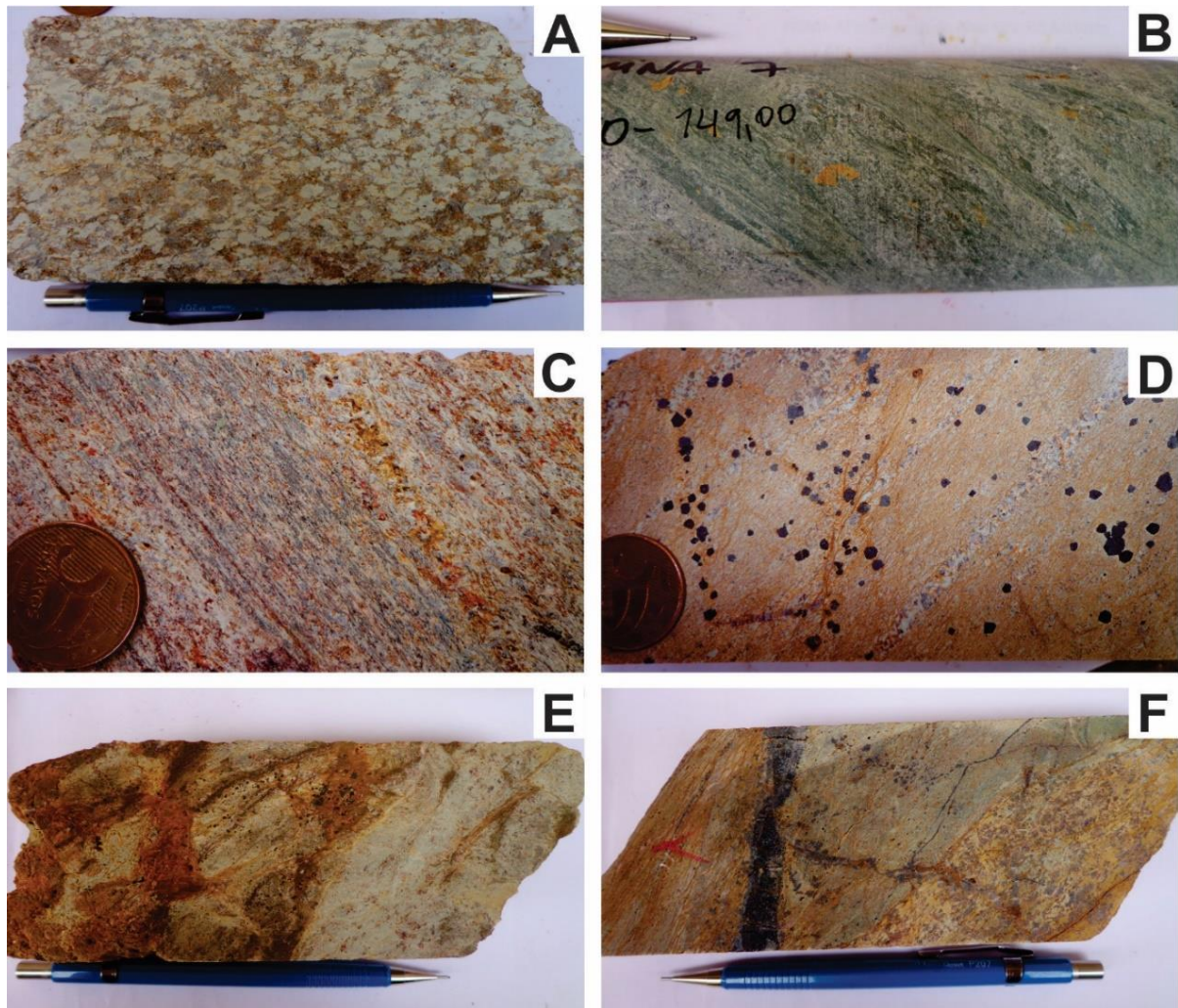


Figura 11: Amostras de testemunhos de sondagem das rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha. A: Metatonalito sericitizado (LV-04, ANEXO I); B: Metatonalito sericitizado, cloritizado e carbonatado (LV-07, ANEXO I); C: Meta-quartzo diorito sericitizado cisalhado (LV-16, ANEXO I); D: Meta-quartzo diorito sericitizado e oxidado (LV-36, ANEXO I); E: Brecha quartzo-sericítica (LV-05, ANEXO I); F: Granito sericitizado deformado (LV-06, ANEXO I).

Assim como no Granitoide Ibitiara, as rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha apresentam estrutura reliquiar de rocha ígnea (Figura 12A e 12B), xistosa (Figura 12C) e brechada (Figura 12E e 12F). As rochas, de modo geral, são inequigranulares, com granulação de fina a média, e suas texturas variam de hipidiomórfica a xenomórfica.

A rocha é composta por cristais de plagioclásio sericitizado, quartzo, feldspato potássico alterado, biotita/clorita, minerais opacos, turmalina, carbonato e minerais acessórios de epidoto,

apatita, zircão, rutilo e titanita (Tabela 2). As amostras mais deformadas apresentam uma matriz quartzo-sericítica (Figuras 12E e 12F).

Tabela 2: Litotipos das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha e sua composição mineralógica em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) são ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido à intensa alteração. *Os cristais de feldspato não foram identificados ou distinguidos; encontram-se completamente alterados (pseudomorfos).

	Pl*	Qtz	Fsp	Bt/Chl	Op	Cb
Metatonalito	55-75%	25%	0-5%	0-10%	0-3%	0-8%
Meta-quartzo diorito	75-85%	8-20%	-	0-2%	2-4%	-
Granitos alterado/deformado	*	25-40%	*	0-12%	1-5%	-

O plagioclásio pode variar de cristais subedrais, apresentando formas tabular e/ou sigmoidal (Figura 12A) a anedrais, normalmente orientados paralelo à foliação das rochas (Figuras 12B, 12C e 12D). Encontra-se parcial a completamente substituído por sericita (pseudomorfos) (Figuras 12A e 12B), podendo ocorrer associados cristais de quartzo microgranular, epidoto, clorita e carbonato (Figuras 12C, 12D e 12E). O tamanho dos cristais varia entre 0,2 e 5,2mm comumente, sendo que nas rochas mais deformadas podem atingir granulação inferior a 0,1mm.

Os cristais de quartzo são anedrais, arredondados a subangulosos e inequigranulares, com dimensões variando em média entre 0,05 e 5,0mm (Figura 12B). Localmente encontram-se recristalizados (Figura 12D e 12E), com contato entre grãos predominantemente lobulado, podendo apresentar leve extinção ondulante. Os cristais de quartzo podem ainda estar orientados, estirados ou alongados, paralelos à foliação da rocha. Ocorre comumente nos interstícios e, localmente, como porfiroblastos nas rochas porfirítica. Podem constituir camadas descontínuas, com pequenas quantidades de sericita associada, orientadas paralelas à foliação da rocha, delimitadas por filetes de óxido/hidróxido de ferro ou de estilpnomelano, sericita e turmalina (Figura 12D).

O feldspato potássico, quando presente, ocorre, predominantemente, como cristais anedrais, com tamanho médio de 0,2mm, parcialmente sericitizado. Podem apresentar textura *chessboard*, normalmente observada nas suas bordas.

Nas rochas mais alteradas e deformadas, é difícil distinguir os tipos de feldspato. Nessas rochas, o feldspato apresenta estrutura obliterada pela deformação e completa, ou quase completa, substituição por minerais secundários, podendo resultar em matriz de rocha quartzo-sericita associada normalmente a um núcleo sericítico, interpretado como o núcleo dos pseudomorfos (Figuras 12C, 12D e 12E).

A clorita pode apresentar pleocroísmo verde escuro – verde pálido, verde escuro – transparente e marrom escuro – verde escuro. Seus cristais, anedrais, ocorrem associados normalmente aos domínios sericíticos (Figuras 12C), e em algumas amostras associa-se à biotita e, possivelmente, a estilpnomelano.

Os minerais opacos presentes nas rochas são hematita, predominante, magnetita e magnetita martitizada (Figura 12F), magnetitas com inclusões de ilmenita e em pequenas quantidades, quando presente, pirita e/ou calcopirita, e associados normalmente a hidróxido de ferro. Os cristais variam de subedrais a anedrais, com tamanho predominante inferior a 0,1mm, podendo atingir 3,5mm. Ocorrem disseminados e em veios, com quartzo e, menos frequente, turmalina. Pode-se ainda observar associados aos minerais opacos, biotita/clorita e estilpnomelano.

Os cristais de carbonato são anedrais e tem dimensões inferiores a 0,2mm. Associam-se normalmente à sericita, como produto de alteração dos feldspatos, e ocorre também em veios e vênulas que cortam as rochas.

A turmalina ocorre tanto na forma de cristais disseminados na rocha, como em veios, associados normalmente a quartzo, com presença ou não de minerais opacos (Figuras 12C). São cristais subedrais, que atingem 1,8mm, na seção longitudinal.

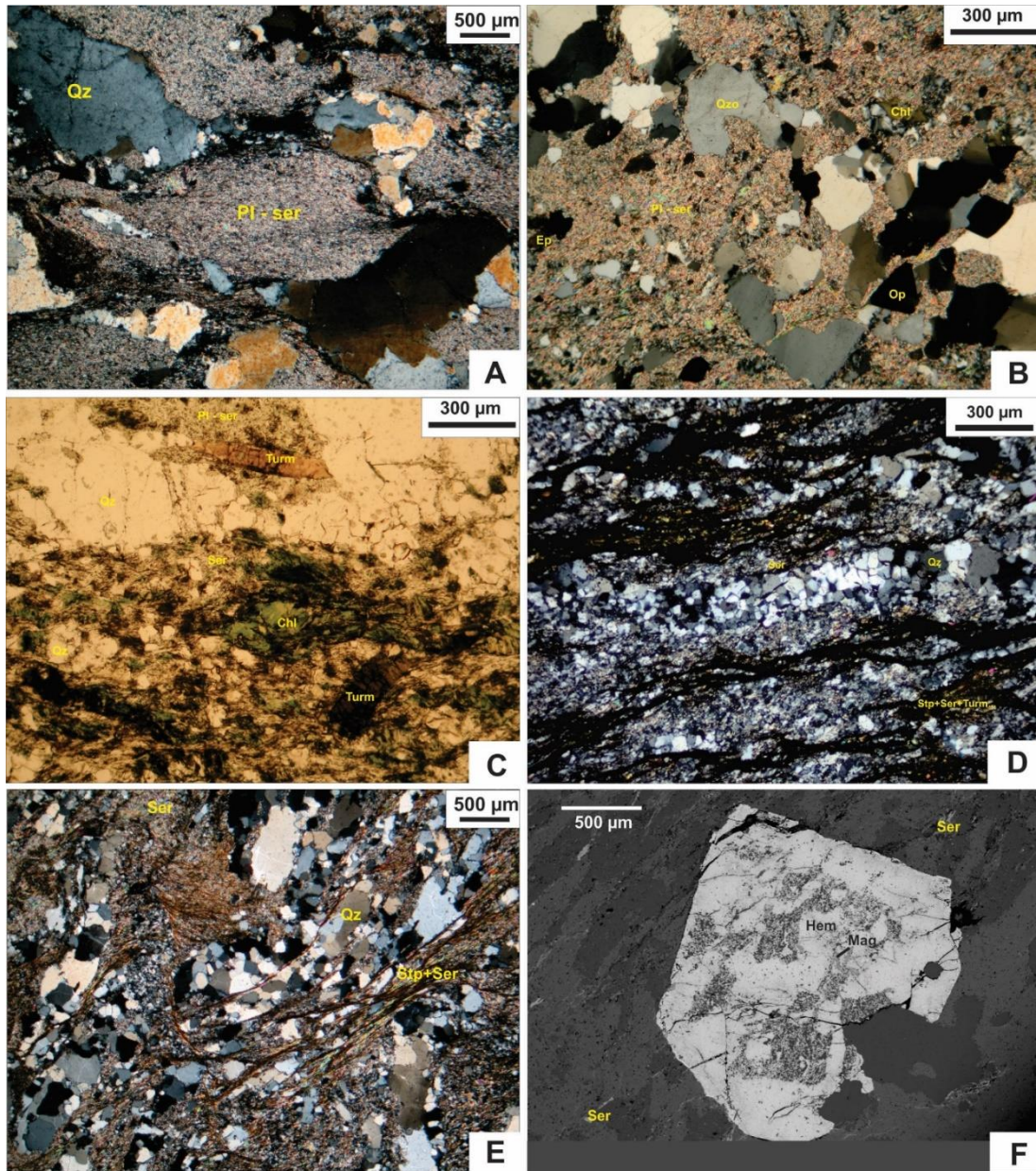


Figura 12: Fotomicrografia das lâminas das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, em microscópio de luz transmitida (13A a 13E) e em microscópio eletrônico de varredura (13F). A: Tonalito, com estrutura de rocha ígnea parcialmente preservada e cristais de plagioclásio com forma sigmoidal, completamente sericitizados (LV-04, polarizadores cruzados); B: Amostra de meta-quartzo diorito, com estrutura de rocha ígnea parcialmente preservada e cristais de plagioclásio completamente sericitizados (LV-45, polarizadores cruzados); C: Tonalito alterado e foliado, com cristais de clorita e turmalina orientados (LV-43, polarizadores paralelos); D: Granito intensamente alterado e deformado, com camadas descontínuas de quartzo alternadas a camadas quartzo-sericíticos, delimitadas por filetes de estilpnomelano, sericita e turmalina (LV-06; polarizadores cruzados); E: Granito milonitizado com quartzo recrystalizado e cristais de feldspato sericitizados, limitados por microzonas de cisalhamento, com sericita e estilpnomelano; F: Cristal de magnetita substituído por hematita.

5.1.3 *Granito Matinos*

O Granito Matinos localiza-se a oeste do Depósito Lavra Velha, no flanco oeste da Anticlinal Ibitiara (Figura 6). As amostras foram coletadas próximo ao município de Ibiajara, cuja área é afetada por delgadas zonas de cisalhamento dúcteis, de direção NNW-SSE, com mergulhos subverticais para WSW, que catalisam, em associação com hidrotermalismo, a modificação total da textura e mineralogia primária da rocha. Foram coletadas desde amostras pouco alteradas, ou deformadas, localizadas mais distais às zonas de cisalhamento, a amostras intensamente alteradas e deformadas, próximas às zonas de cisalhamento (Figuras 13 e 14). As amostras provêm tanto de afloramentos, como de testemunhos de furos de sondagem, também realizados pela empresa Yamana Gold.

O Granito Matinos é formado por granodiorito (LV-29 e LV-30), monzogranito (LV-32) e “granito cisalhado” (LV-27, LV-28 e LV-31), que correspondem às amostras deformadas e intensamente alteradas localizadas mais próximas às zonas de cisalhamento.

As amostras apresentam coloração cinza, com tonalidades róseas a esverdeadas, sendo que as rochas mais deformadas, do “granito cisalhado”, apresentam cor amarelo ocre ou rosa salmão (Figura 14). As rochas são faneríticas, com exceção das rochas intensamente deformadas pelas zonas de cisalhamento (subfaneríticas a afaníticas) e anisotrópicas.

Microscopicamente, as rochas mais distais à zona de cisalhamento apresentam estrutura de rocha ígnea (granítica) preservada, com textura blastogranular hipidiomórfica e cristais inequigranulares, com granulação variando de média a grossa (Figuras 17A a 17D). As rochas mais deformadas, incluindo o “granito cisalhado”, apresentam estrutura cataclástica a milonítica (Figuras 17E e 17F). As rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio alterado, feldspato alterado e quartzo, com menores quantidades de biotita e/ou clorita, minerais opacos, carbonato e turmalina. Como acessório foram reconhecidos epidoto, apatita e zircão (Tabela 3). As amostras de granito cisalhado apresentam os cristais de feldspato completamente sericitizados (pseudomorfos), o que impede, desta maneira, a sua identificação.

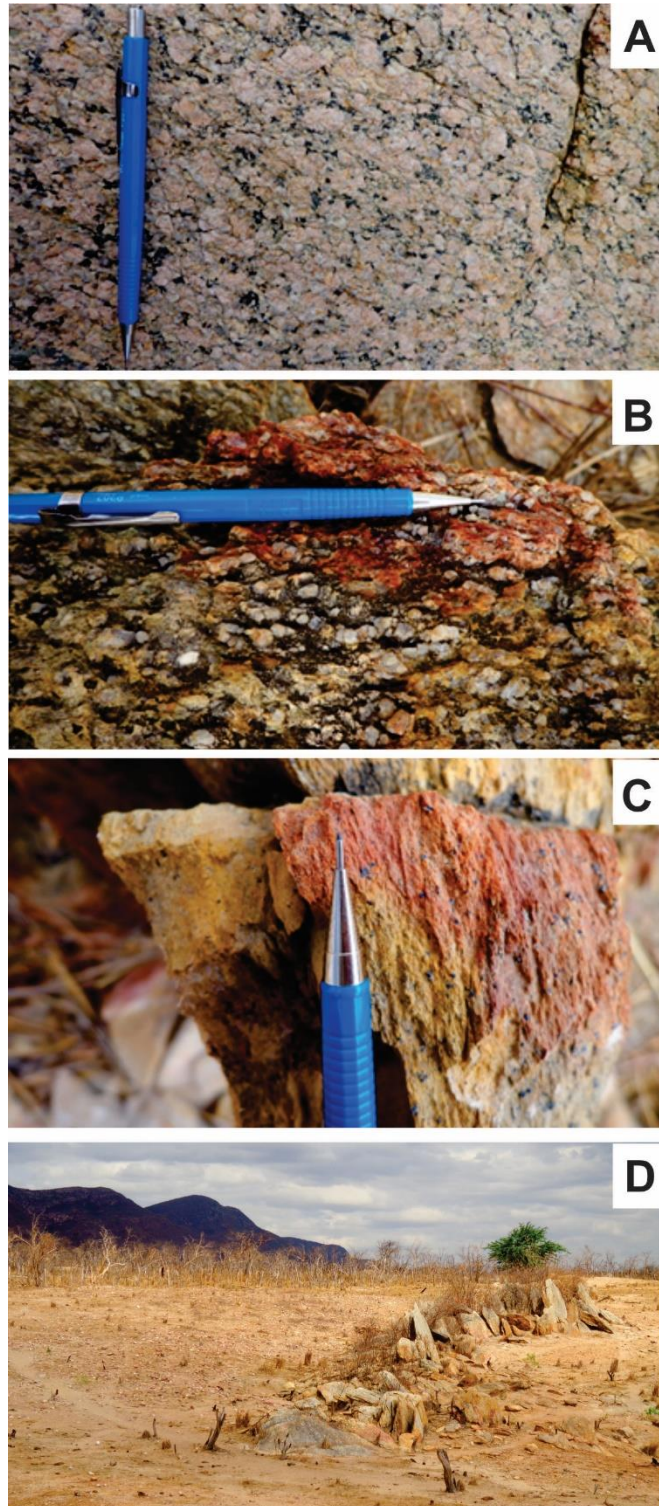


Figura 13: Afloramentos do granito Matinos, localizados próximos à cidade de Ibiajara (BA). A: Granito pouco deformado e alterado; B: Rocha milonitizada, com cristais de quartzo orientados; C: Rocha cisalhada coletada em afloramento próximo às zonas de cisalhamento (Figura D).

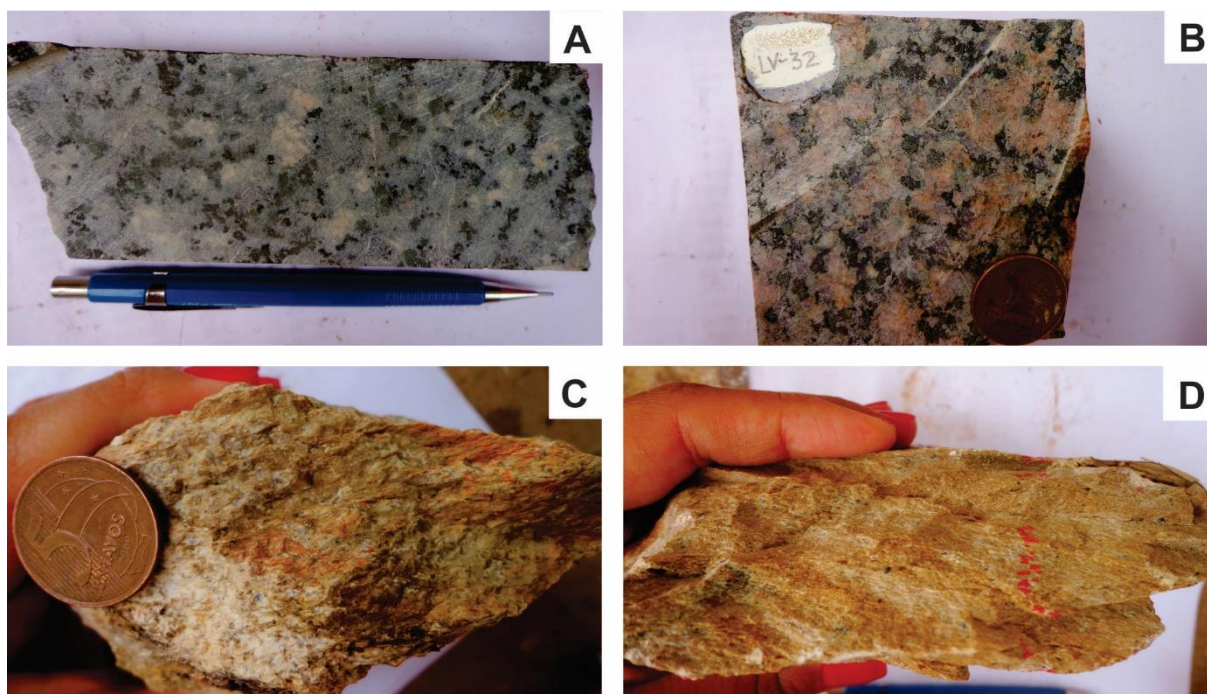


Figura 14: Amostras de mão do Granito Matinos. A: Metagranodiorito sericitizado com estrutura de rocha ígnea preservada (LV-30, ANEXO I); B: Meta-biotita-monzogranito sericitizado com estrutura de rocha granítica (LV-32, ANEXO I); C: Granito cisalhado intensamente sericitizado (LV-27, ANEXO I); D: Granito cisalhado (LV-28, ANEXO I).

Tabela 3: Litotipos do Granito Matinos e a média da sua composição mineralógica, em porcentagem, estimada visualmente. Os minerais marcados com um traço (-) são ausentes nestas amostras, ou não foram identificados devido a intensa alteração. *Feldspato não identificado devido ao intenso grau de alteração da rocha. A quantidade média do total de feldspatos é de 65%.

	Pl	Qtz	Fsp	Bt/Chl	Op	Cb	Tur
Metagranodiorito	46%	22%	20%	6%	3%	2%	1%
Metamonzogranito	30%	25%	35%	6%	4%	-	-
Granito cisalhado	*	33%	*	-	2%	-	-

O plagioclásio encontra-se parcialmente sericitizados (Figuras 15A a 15D) e/ou saussuritizados, ou completamente sericitizado (Figuras 15E e 15F). No meta-monzogranito, os cristais são subedrais, com granulação variando de 0,2 a 3,0mm, enquanto no metagranodiorito, os cristais subedrais a anedrais, variam de 0,3 a 1,0mm.

O feldspato potássico mostra grau de alteração incipiente a total para sericita e pode apresentar textura *chessboard* (Figura 15D). Os cristais são subedrais, com dimensões variando entre 0,5 e 1,5mm nas amostras de metagranodiorito e 0,2 e 3,0mm nas de metamonzogranito.

Nas amostras de granito cisalhado, os cristais de feldspato encontram-se completamente sericitizados (pseudomorfos), assumindo forma sigmoidal, orientados paralelos à foliação da rocha, com dimensões variando entre 0,2 e 1,5mm (Figura 15E). Nas rochas mais deformadas, os cristais de feldspato encontram-se completamente obliterados, resultando, desta maneira, na “matriz da rocha” quartzo-sericítica, resultante de sua alteração (Figura 15F).

Os cristais de quartzo podem ocorrer na forma intersticial (Figura 15A) ou granular como cristais anedrais, arredondados, predominantemente, a subangulosos, variando de 0,2 a 4,0 mm nas rochas. Observa-se em alguns cristais extinção ondulante. No granito cisalhado, os cristais variam de 0,05 a 1,0mm e, além de extinção ondulante, encontram-se localmente fraturados e recristalizados, além de constituírem veios e vênulas que cortam estas rochas.

A clorita associa-se aos cristais de biotita alterados, muscovita e aos domínios sericíticos, produto de alteração dos cristais de feldspato (Figuras 15A e 15B). Localmente é intersticial e orientada. A clorita apresenta pleocroísmo verde musgo claro – verde escuro e a biotita amarelo – verde musgo. Pode ainda estar associada a epidoto, allanita e minerais opacos.

Os minerais opacos predominantes são magnetitas parcialmente martitizadas e martitas, comumente substituídos por hidróxido de ferro, das bordas para o centro dos cristais, que são anedrais, com dimensões variando entre 0,01 e 0,3mm. Comumente os minerais são substituídos por hidróxido de ferro. Nos granitos cisalhados ocorrem ainda em algumas amostras, titanomagnetitas, ilmenitas e, como minerais acessórios, piritas ou calcopirita.

O carbonato ocorre como cristais anedrais, com tamanho médio de 0,2mm associados à sericita e como principal mineral constituinte dos veios que cortam estas rochas, associados normalmente a clorita.

Os cristais de turmalina são subedrais, com tamanho médio de 0,3mm em suas seções transversais e ocorrem nos domínios sericíticos, disseminadas na rocha.

Algumas amostras de granito cisalhado apresentam filetes formados por estilpnomelano e óxido/hidróxido de ferro, orientados, que delimitam as microzonas de cisalhamento.

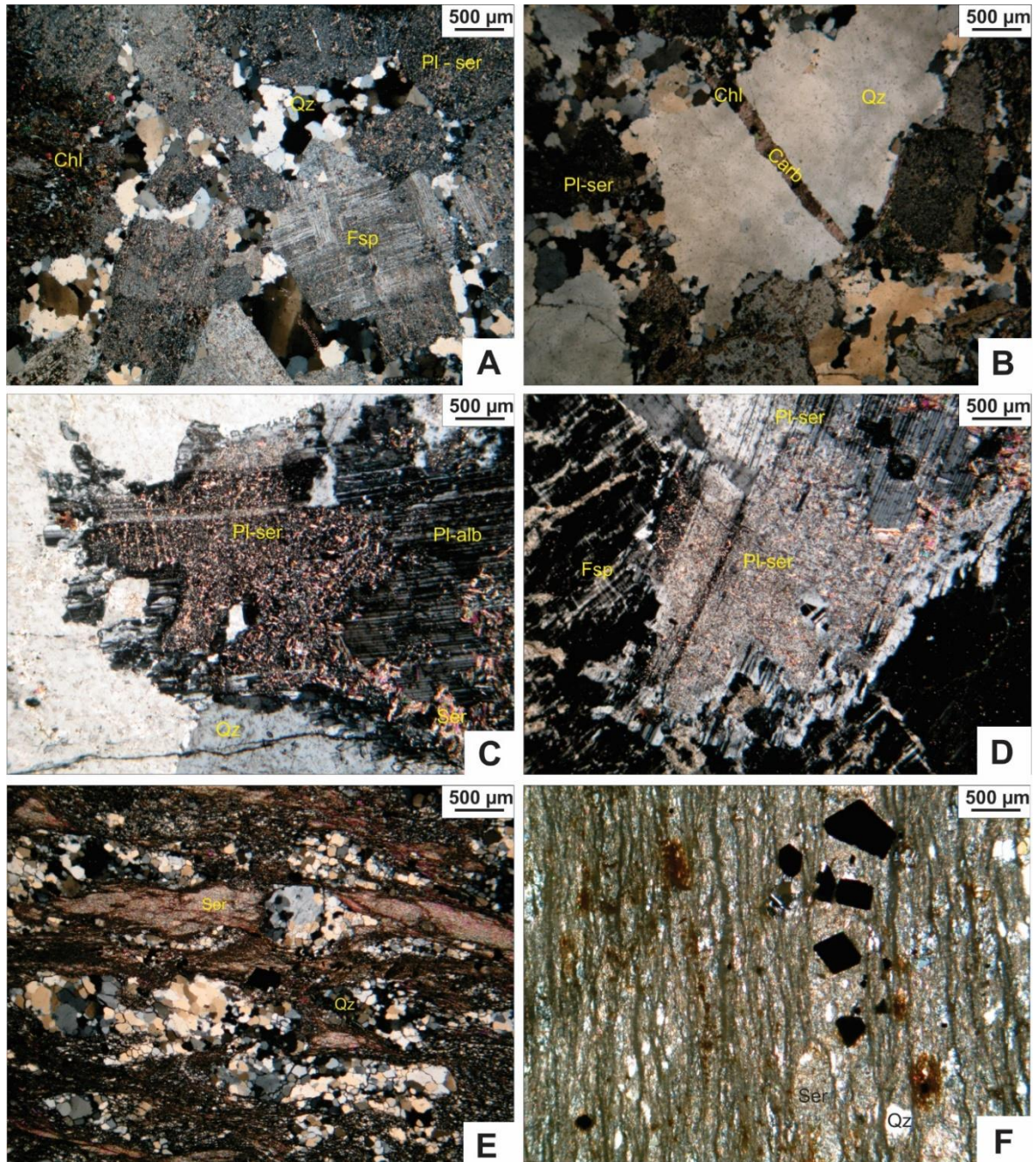


Figura 15: Fotomicrografias de lâminas do Granito Matinos obtidas em microscópio de luz transmitida. A: Metagranodiorito, com estrutura reliquiar da rocha ígnea, porém com cristais de plagioclásio sericitizados e quartzo intersticial recristalizado (LV-30, polarizadores cruzados); B: Veio de carbonato e clorita cortando a rocha na direção NW-SE (LV-29, polarizadores cruzados); C: Cristal de plagioclásio albitizado e sericitizado em uma amostra de metamonzogranito (LV-32, polarizadores cruzados); D: Cristal de plagioclásio, albitizado e sericitizado em contato com o cristal de feldspato potássico albitizado, com textura *chessboard*. E: Amostra milonitizada, com quartzo recristalizado, cristais de feldspato completamente sericitizados (pseudomorfos) e matriz quartzo-sericítica (LV-27, com polarizadores cruzados); F: Cristais de feldspato substituídos por sericita e quartzo, delimitados por filetes de clorita e estilpnomelano, associado a hidróxido de ferro.

5.1.4 *Formação Novo Horizonte*

A Formação Novo Horizonte é representada, na região próxima do Depósito Lavra Velha, pelas rochas metadacito pórfiro (LV-22 e LV-41) e metarriolito (LV-23) alterados. Posiciona-se, estratigraficamente, acima do embasamento Granitoide Ibitiara e aflora na Serra da Torre, flanco leste da Anticlinal Ibitiara e leste do Depósito Lavra Velha (Figura 6).

As amostras foram coletadas em afloramentos, localizados na Serra da Torre, onde predomina metadacito na sua porção inferior e metarriolito na porção superior, ocorrendo intercalações entre estes litotipos e com tufos vulcânicos, localmente. Veios de quartzo, predominantemente sub-horizontais, cortam estas rochas.

5.1.4.1 Metadacito Pórfiro

As amostras de metadacito pórfiro tem coloração cinza e tonalidade arroxeadada na matriz da rocha afanítica com pseudomorfos de fenocristais de plagioclásio sericitizados brancos milimétricos e fenocristais de quartzo arredondados e azulados (Figura 16). Apresenta estrutura isotrópica e textura blastoporfirítica, constituída por uma matriz de granulação fina quartzo-sericítica, que compõe em média 75% a rocha, fenocristais de quartzo (em média 10%) e de plagioclásio alterados (pseudomorfos), que compõe entre 10 e 15% da rocha, minerais opacos, que podem atingir 5% da sua composição, e minerais acessórios representados, principalmente, por epidoto.

A matriz da rocha é composta por cristais de quartzo microgranular, com tamanho médio inferior a 0,02mm, sericita e minerais acessórios de epidoto, na forma de cristais subedrais com dimensão média de 0,05mm (Figura 17).

Os fenocristais de plagioclásio encontram-se completamente substituídos por sericita (pseudomorfos), com a forma dos cristais variando de anedral a subedral (arredondada a subangulosa), e dimensões entre 1 e 5mm (Figura 17A).

Os fenocristais de quartzo são arredondados ou alongados e tem em média 2mm de dimensão. Apresentam uma coroa (de reação) envolvendo seus cristais, sobre a matriz, de

composição quartzosa. Alguns cristais apresentam estrutura de embainhamento, com suas bordas corroídas (Figura 17B).

Os minerais opacos que predominam são hematita, ou magnetita com baixos teores de titânio, identificados em MEV, cujos núcleos são formados por ilmenita, comumente com formas arredondadas e dimensões entre 0,5 e 1,5mm (Figura 18).



Figura 16: Amostra de metadacito pórfiro (LV-22, ANEXO I), coletada em um afloramento na Serra da Torre, correspondente ao ponto LV-22 no mapa de localização, na Figura 7.

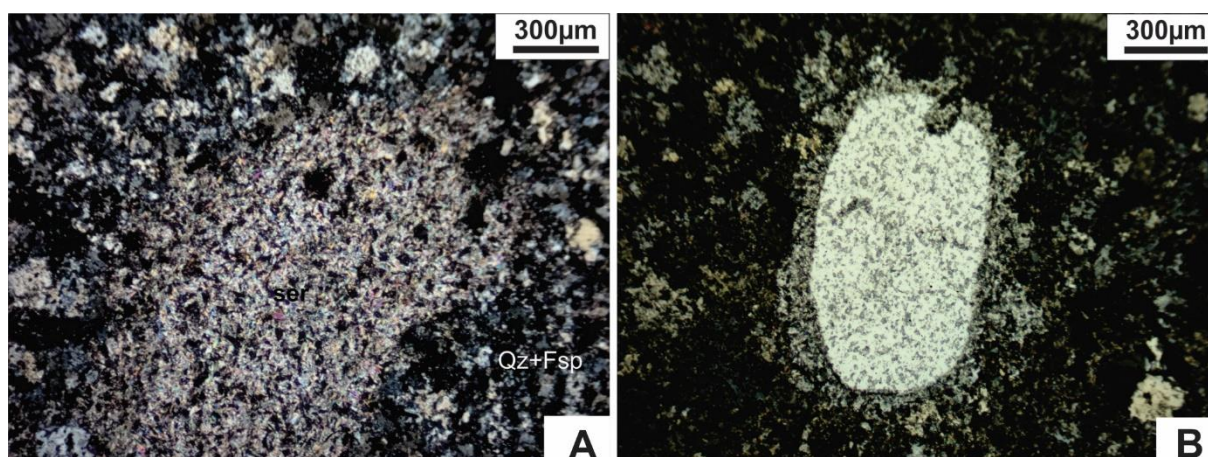


Figura 17: Fotomicrografias de metadacito pórfiro. A: Pseudomorfo de plagioclásio, completamente sericitizado, envolto por uma matriz constituída essencialmente por quartzo e sericita; B: Cristal de quartzo arredondado envolto por uma coroa quartzosa, em matriz fina quartzo-sericítica. Apresenta estrutura de embainhamento na sua porção superior.

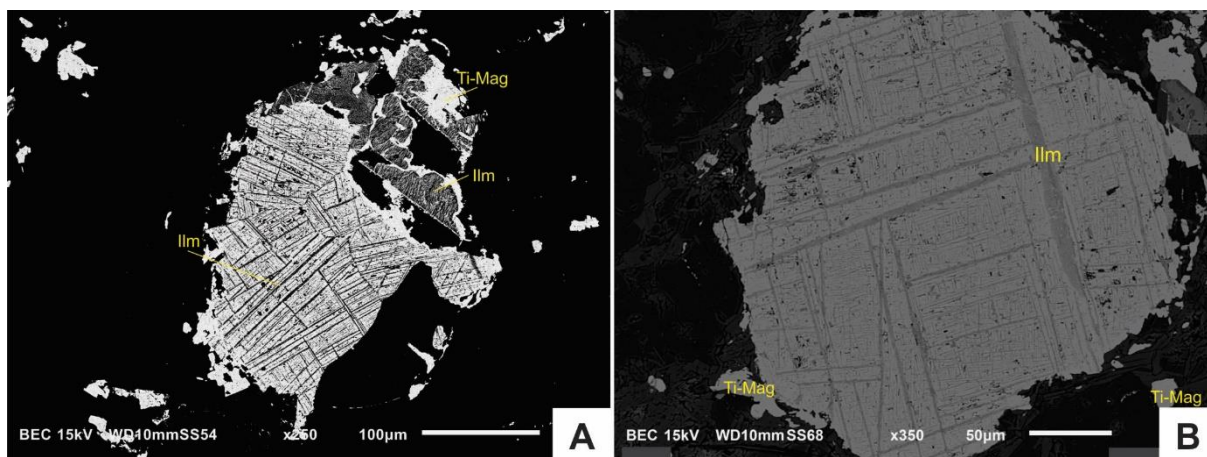


Figura 18: Fotomicrografias obtidas em microscópio eletrônico de varredura. A: Cristal de magnetita (borda) com as lamelas de exsolução de ilmenita. B: Magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita.

5.1.4.2 *Metarriolito*

A amostra de metarriolito apresenta coloração marrom avermelhada, e encontra-se intensamente alterada (Figura 19). A rocha é compacta, afanítica, de granulação muito fina, com uma estrutura isotrópica, formada por uma matriz composta por quartzo, pirofilita e minerais opacos, com forte alteração de hidróxido de ferro (Figura 20A).

A pirofilita, identificada por teste de difração de Raios X, compõe aproximadamente 60% da rocha, sendo a principal constituinte da sua matriz e dos cristais de feldspato completamente alterados (pseudomorfos).

Os cristais de quartzo são anedrais, subangulosos e tem dimensões iguais ou inferiores a 0,2mm. Também constituem a matriz da rocha, tal como a pirofilita, na forma de cristais microgranulares, em menores proporções.

O mineral opaco predominante é hematita, representado por cristais anedrais a subedrais, substituídos parcialmente por hidróxido de ferro (Figura 20B).

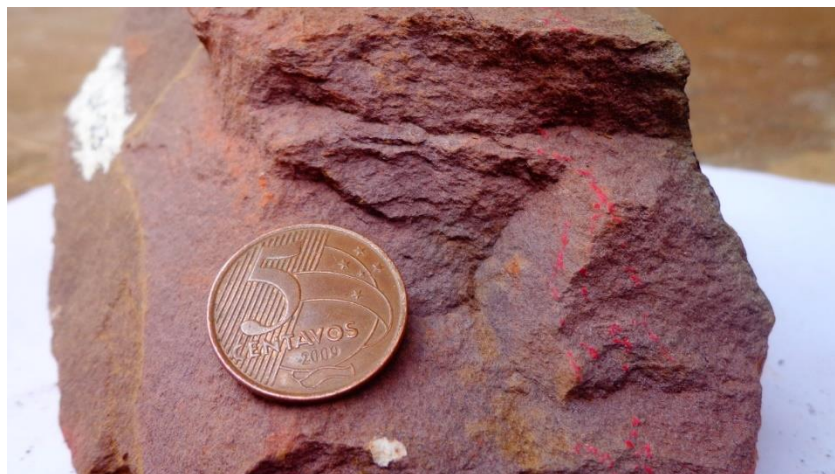


Figura 19: Amostra de metarriolito da Formação Novo Horizonte (LV-23).

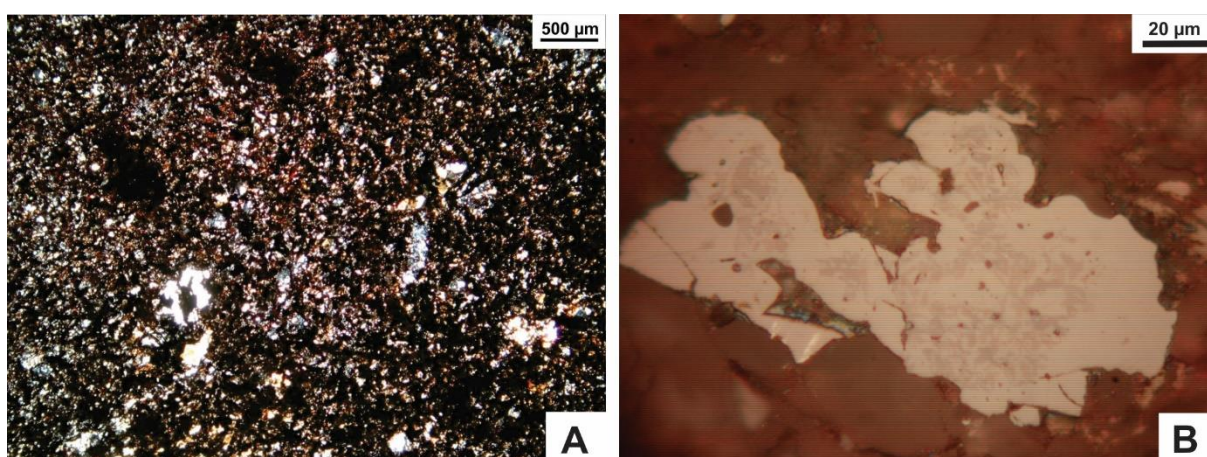


Figura 20: Fotomicrografia de metarriolito registrada em microscópio de luz transmitida com polarizadores cruzados em A, mostrando a forte alteração de óxido/ hidróxido de ferro, e por luz polarizada em B, que destaca um cristal de magnetita com exsolução de ilmenita.

Considerações

As rochas encaixantes do depósito Lavra Velha apresentam grandes semelhanças quando comparadas às amostras do Granitoide Ibitiara, seja pela composição mineralógica ou pela estrutura da rocha ígnea reliquiar, parcial a completamente preservada das alterações hidrotermais e deformações atuantes nas rochas.

As alterações hidrotermais ocorreram provavelmente nesta ordem: albitização – epidotização/carbonatação/cloritização – formação de óxido/hidróxido de ferro –

sericitização/turmalização. As fases hidrotermais observadas nas rochas da região do depósito Lavra Velha, incluindo suas rochas encaixantes, são coerentes com as fases hidrotermais identificadas nas brechas hidrotermais por Campos (2013).

A albitização, que é reconhecida principalmente pela estrutura *chessboard* nos cristais de feldspato potássico, encontra-se parcial a completamente obliterada, devido à sobreposição de sericitização, principalmente. Cristais microgranulares de epidoto e carbonato, clorita e sericita, associam-se à alteração dos cristais de plagioclásio, sugerindo que esta fase é intermediária entre albitização e sericitização. Veios de epidoto são cortados por veios de carbonato, que podem ter cristais de clorita associados e de epidoto em suas bordas. A alteração dos cristais de magnetita para hematita, que posteriormente associam-se à alteração de hidróxido de ferro, indica que houve mudança do estado de oxidação dos fluidos com a evolução do processo hidrotermal. A sericitização é o processo hidrotermal predominante, que se sobrepõe as demais alterações, sendo responsável pela obliteração da mineralogia primária das rochas e provavelmente relacionada aos estágios mais tardios do hidrotermalismo. A turmalinização é associada a este último estágio, devido aos cristais de turmalina estarem associados aos domínios sericíticos.

A alteração hidrotermal pode variar entre as rochas devido a fatores como composição das rochas encaixantes, composição do fluido hidrotermal, condições de pH e pressão, temperatura. A alteração hidrotermal predominante em um dos litotipos das rochas metavulcânicas da Formação Novo Horizonte (metarriolito) se diferenciou das demais amostras estudadas da região do depósito, pela intensa pirofilitização, originada provavelmente das fases mais tardias do processo.

A evolução da modificação da estrutura e composição modal das amostras do Granito Matinos, analisadas de acordo com a sua localização, ou distância, em relação às zonas de cisalhamento, foi comparada às demais amostras das unidades estudadas da região do depósito Lavra Velha e auxiliou na compreensão da relação existente entre o Granitoide Ibitiara e as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, permitindo assim associá-las. Nota-se que as rochas mais preservadas do Granito Matinos assemelham-se ao Granitoide Ibitiara e as mais deformadas e/ou alteradas, às rochas encaixantes do depósito.

5.2 Composição química

As análises químicas de rocha total foram realizadas com o intuito de auxiliar na discussão das análises petrográficas, visando um melhor entendimento das modificações das rochas catalisadas pelos processos tectono-metamórficos/hidrotermais, bem como informações sobre seu protólitos.

Para esta finalidade, procurou-se conduzir uma seleção de amostras que fosse representativa quanto às litologias existentes na área, levando em consideração seus diferentes estágios de alteração hidrotermal. Desta maneira os principais critérios para a seleção das amostras foram:

- Reconhecer um conjunto de amostras sãs ou menos alteradas para avaliar seus possíveis protólitos e toma-las como padrão geoquímico original das rochas;
- Abranger maior diversidade mineralógica das rochas, seja esta interpretada como mineralogia primária ou secundária;
- Selecionar amostras em diferentes graus de evolução tectono-metamórfica e hidrotermal.

Foram selecionadas para análise química de rocha total, 16 amostras, das quais 5 representam o Granitoide Ibitiara (2 metatonalitos, 2 metagranodioritos e 1 meta-quartzo monzodioritos), 6 as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha (2 metatonalitos, e granitos alterados, 2 meta-quartzo dioritos), 2 a Formação Novo Horizonte (1 metarriolito e 1 metadacito) e 3 as rochas do Granito Matinos (2 granitos alterados/deformados e 1 monzogranito).

As rochas encontram-se alteradas hidrotermalmente, conforme descrito anteriormente no capítulo “Petrografia”, destacando a sericitização, que é predominante, saussuritização e formação de óxido/hidróxido de ferro. Dentre as amostras selecionadas para análise química, as menos alteradas são correspondentes do Granitoide Ibitiara e Granito Matinos, que apresentam os cristais de feldspato, principalmente plagioclásio, mais preservados.

Os processos hidrotermais são capazes de alterar a composição química das rochas através de remobilização e introdução de elementos, principalmente dos maiores, às suas estruturas cristalinas. Desta maneira, os diagramas de Harker e de classificação das rochas, que

tem como principais parâmetros de classificação os óxidos Na₂O e K₂O, serão ilustrados neste capítulo com o objetivo de apresentar o comportamento anômalo dos dados geoquímicos destas rochas alteradas, que pode levar a interpretações equivocadas e não representativas da unidade.

Condie (2005) sugere o uso de análise de elementos incompatíveis para rochas alteradas, sendo Y, Zr, Nb, Th, Ti e ETR os elementos que assumem a característica de menor mobilidade em processos hidrotermais e em metamorfismo de grau xisto verde a anfibolito (GILLIS & THOMPSON 1993; KOMIYA *et al.* 2004; DILEK *et al.* 2008; FURNES *et al.* 2012, 2013).

Os dados de elementos maiores obtidos pela análise geoquímica das rochas, encontram-se dispostos na Tabela 4, a seguir.

Tabela 4: Elementos maiores das amostras da região do Depósito Lavra Velha. (LV*: conjunto de amostras analisadas. Grupo de amostras LV-1 a LV-34: rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha; LV-13 a LV-21: Granitoide Ibitiara; LV-22 e LV-23: Formação Novo Horizonte; LV-28 a LV-32: Granito Matinos).

LV*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	TOTAL
1	74.30	0.33	12.75	3.14	0.01	0.46	0.03	0.21	4.26	<0.01	0.08	0.01	0.39	2.05	98.02
6	78.70	0.28	9.87	4.51	0.01	0.53	0.02	0.16	3.36	0.06	0.06	<0.01	0.09	1.79	99.44
9	70.16	0.17	19.09	1.77	<0.01	0.13	0.02	0.47	5.26	0.01	0.01	-	-	2.80	99.89
11	85.20	0.45	3.64	7.32	<0.01	0.17	0.02	0.11	1.13	0.03	0.04	<0.01	0.08	0.68	98.87
16	65.30	0.46	16.50	6.93	0.01	0.63	0.02	0.22	4.80	<0.01	0.14	0.01	0.26	3.54	98.82
34	77.70	0.09	12.30	1.67	0.01	0.23	0.01	0.26	3.83	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	1.97	98.11
13	67.60	0.52	13.35	6.34	0.07	2.63	0.95	0.18	3.85	0.01	0.21	0.01	0.17	3.90	99.79
17	47.58	0.82	15.67	10.75	0.15	3.20	5.12	6.69	1.23	0.05	0.05	-	-	8.50	99.81
19	67.12	0.27	16.24	3.09	0.06	0.73	2.23	5.68	2.15	<0.002	0.07	-	-	2.10	99.74
20	64.87	0.71	15.01	5.60	0.09	1.11	3.00	5.57	1.25	0.00	0.19	-	-	2.40	99.80
21	71.80	0.24	13.80	2.41	0.04	0.56	1.65	4.49	2.20	<0.01	0.08	0.03	0.11	1.73	99.14
22	73.15	0.58	14.36	5.51	<0.01	0.08	0.03	0.34	3.90	<0.002	0.09	-	-	1.70	99.74
23	53.50	2.66	13.75	20.90	0.07	0.06	0.06	0.07	0.14	0.02	0.20	<0.01	0.01	6.64	98.08
28	64.90	1.13	18.80	4.28	0.01	0.31	0.04	0.38	5.58	0.01	0.17	0.01	0.34	3.22	99.18
31	73.30	0.21	13.25	2.58	0.09	0.84	2.34	1.51	3.22	0.01	0.07	0.01	0.06	4.14	101.63
32	65.90	0.62	13.70	6.86	0.14	0.40	1.84	3.38	4.07	0.01	0.15	0.03	0.22	0.74	98.06

A partir destes dados químicos, foram elaborados diagramas binários de SiO₂ versus elementos maiores (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, e P₂O₅) e diagramas discriminantes para classificação das rochas.

A seguir estão apresentados os elementos menores e traços, que inclui elementos incompatíveis e terras raras, nas tabelas 5 e 6.

Tabela 5: Elementos terras raras (ETR) e Y das amostras (LV*) da região do depósito Lavra Velha.

LV*	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	35.20	63.50	6.41	21.80	3.47	1.03	3.08	0.53	2.91	0.59	1.54	0.19	1.50	0.18	15.10
6	18.00	36.00	4.08	15.40	3.33	0.93	2.95	0.50	2.30	0.41	1.20	0.14	1.25	0.11	10.10
9	4.70	8.40	0.86	4.00	2.46	1.25	8.85	1.96	13.10	2.77	8.18	1.40	9.51	1.45	90.20
11	11.60	19.70	2.11	7.60	1.46	0.37	1.97	0.35	2.23	0.45	1.27	0.18	1.21	0.19	12.90
16	12.10	19.20	1.92	7.60	1.75	0.78	2.91	0.48	3.13	0.73	1.94	0.26	1.45	0.22	21.60
34	10.80	20.80	2.41	9.60	1.68	0.59	1.48	0.20	1.13	0.23	0.56	0.09	0.58	0.09	5.20
13	9.50	18.50	2.33	10.00	2.47	0.93	4.08	0.68	4.02	0.90	2.70	0.41	2.35	0.34	27.00
17	5.40	11.10	1.81	9.40	3.64	1.14	6.05	1.26	7.99	1.65	4.94	0.71	4.51	0.66	46.20
19	50.30	87.30	8.69	26.30	3.63	1.32	2.80	0.40	2.07	0.42	1.21	0.20	1.27	0.23	12.30
20	43.90	86.20	9.50	35.50	6.45	1.85	6.18	0.88	5.21	1.02	2.95	0.43	2.72	0.41	27.80
21	38.30	69.80	7.01	23.80	3.31	1.18	2.27	0.32	1.72	0.29	0.93	0.15	0.82	0.12	9.60
22	113.70	230.10	26.68	104.30	20.02	3.45	16.53	2.49	13.12	2.57	7.10	0.99	6.58	0.97	62.10
23	17.60	23.40	4.35	19.10	4.44	1.22	4.33	0.64	4.08	0.84	2.45	0.39	2.64	0.41	19.60
28	82.60	131.50	22.70	93.40	19.90	4.56	20.70	3.05	16.70	3.32	10.35	1.45	9.83	1.39	96.60
31	21.30	39.40	4.05	13.40	2.42	0.57	1.97	0.35	1.63	0.37	1.26	0.13	1.70	0.22	10.10
32	138.00	242.00	27.30	105.00	17.30	3.42	15.65	2.18	12.70	2.40	6.84	0.95	6.06	0.93	67.90

Tabela 6: Elementos traços e incompatíveis das amostras (LV*) da região do depósito Lavra Velha.

LV*	Ba	Be	Co	Cr	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr
1	3530	-	-	50	2.44	16.7	4.4	8.5	109.5	2	30.2	0.4	10.15	1.66	85	18	152
6	801	-	-	390	2.03	14.7	3.3	4.2	119.5	17	24.8	0.2	10.75	19	464	23	114
9	605	1	1.1	-	2.9	25.2	3.2	22.7	111.5	8	173	4.4	23.3	2	35	3.6	47.3
11	763	-	-	300	0.47	5.4	1.9	2.9	26.7	1	14.1	0.2	0.92	3.04	122	9	60
16	2410	-	-	40	2.02	20	2.8	6.1	127	1	45.2	0.4	2.13	7.32	174	3	93
34	325	-	-	20	2.61	13.2	1.5	3.4	85.4	1	24.4	0.4	6.11	0.42	21	3	36
13	1535	-	-	120	3.48	18.9	3	4.8	114.5	1	33.9	0.3	1.72	1.23	116	6	104
17	498	3	23.1	-	0.4	16	1.4	3.1	30.2	2	127.6	0.2	2.1	2.4	25	3.9	53.9
19	1435	<1	4	-	0.9	15.9	4.7	5.1	54.8	<1	280.8	0.5	10.9	2	24	0.6	183.8
20	600	3	7.1	-	0.6	18.8	7	11.3	33.8	1	290.3	0.5	8.3	1.9	24	1.4	315.9
21	981	-	-	20	0.7	18.1	4.2	4.4	51.3	1	243	0.3	8.56	1.49	26	2	147
22	389	<1	1	-	1.5	22.8	16.7	36.4	53.4	3	50.3	2.2	20.4	4.9	43	2.6	673.5
23	61.9	-	-	170	0.13	25.7	5.8	11.8	4.3	2	27.2	0.8	2.14	1.39	567	8	195
28	2820	-	-	60	4.33	22.1	2.6	4.4	161.5	1	99.4	0.2	2.29	5.63	347	17	97
31	496	-	-	20	2.61	13.5	2.5	6.3	106.5	1	52.8	0.8	9.17	2.69	39	7	83
32	2000	-	-	20	0.55	24.8	20	25.2	69.9	2	269	1.3	15.65	2.37	11	1	829

5.2.1 *Granitoide Ibitiara*

O teor de SiO_2 nas amostras do Granitoide Ibitiara varia entre 47,58% e 71,80% e de Al_2O_3 , entre 13,35% e 16,23%. Os teores de CaO variam entre 0,95 e 5,12, com teor médio de 2,59, correspondendo aos teores mais elevados em relação as demais amostras analisadas, e os K_2O , de 1,85 a 3,85%, com média de 2,14%. O teor médio de Na_2O é de 4,5%, variando entre 4,49 e 6,69%, com uma das amostras apresentando teor de 0,18%.

Nos diagramas de Harker apresentam correlação negativa os óxidos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O e CaO e positiva, o de K_2O (Figura 21). Os diagramas P_2O_5 , Al_2O_3 e K_2O vs SiO_2 apresentam seus dados dispersos. As amostras de Teixeira (2005) se diferenciam das demais pela correlação positiva de Na_2O (Figura 21G).

As correlações negativas de Al_2O_3 , CaO e Na_2O estão possivelmente relacionadas à alteração dos cristais de feldspato, que são saussuritizados e sericitizados.

Os altos teores de Na_2O apresentados por este litotipo, associam-se possivelmente a processos hidrotermais e podem ser justificados pela atuação menos intensa dos processos hidrotermais mais tardios que predominam na região, como a sericitização, que sobrepõe parcialmente a albitização e/ou a saussurtização (Figura 9C e 9D).

As amostras do Granitoide Ibitiara possuem composição subalcalina (Figura 22A) de caráter predominantemente cálcio-alcalino (Figura 22B), com composição metaluminosa a peraluminosa (valores de ACNK variando de 0,7 a 2,15, Figura 22C), sódica (Figura 22D) semelhantes a composição das séries shoshoníticas e de médio a alto potássio (Figura 22E).

No diagrama TAS as amostras do Granitoide Ibitiara são classificadas predominantemente como quartzo-dioritos/granodioritos e, secundariamente, como álcali-granitos (Figura 22F). No diagrama R1 versus R2 as amostras se distribuem entre os campos de granodiorito e granito (Figura 22G). A composição normativa (CIPW) destas amostras mostra como minerais principais: albita, quartzo, ortoclásio, anortita, hiperstênio, coríndon e diopsídio e subordinadamente: magnetita, ilmenita e apatita. A composição, com base no conteúdo de feldspato normativo trondhjemítica (Figura 22H). Entretanto as amostras de Teixeira (2005) apresentam composição peraluminosa, potássica, da série de alto potássio.

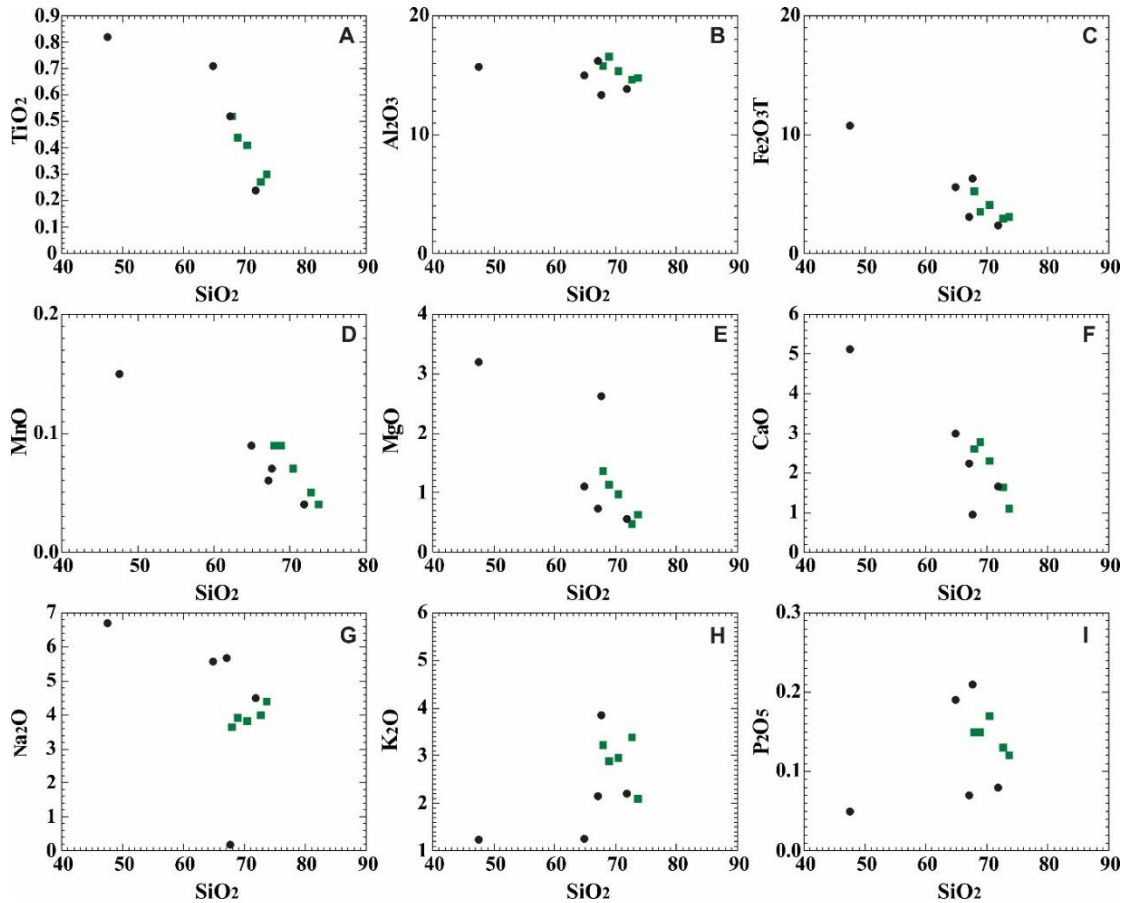


Figura 21: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO_2 do Granitoide Ibitiara. (Círculos pretos: amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrados: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005)).

As amostras do Granitoide Ibitiara analisadas possuem baixos a moderados conteúdos de elementos terras-rara ($\Sigma\text{ETR} = 59,21$ a $203,20\text{ppm}$) predominando elementos terras raras leves em relação a elementos terras raras pesadas ($\Sigma\text{ETRL} = 32,49$ - $183,40$ ppm, $\Sigma\text{ETRP} = 6,62$ - $27,77$ ppm).

Os elementos terras raras leves (ETRL), normalizados pelo manto primitivo, segundo Taylor & McLennan (1985), apresentam concentrações entre 4,84 a 74,19 vezes acima deste e os elementos terras raras pesadas (ETRP) entre 1,62 e 11,67 (Figura 23). O padrão de distribuição de ETR predominante apresenta enriquecimento de ETRL em relação a ETRP (razões $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0,89 - 34,84$, $\text{La}_N/\text{Eu}_N = 1,64 - 23,08$, $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 1,14 - 2,35$) e nenhuma

anomalia para os elementos, semelhante às amostras de Teixeira (2005). Este padrão é comumente atribuído às rochas de origem crustal.

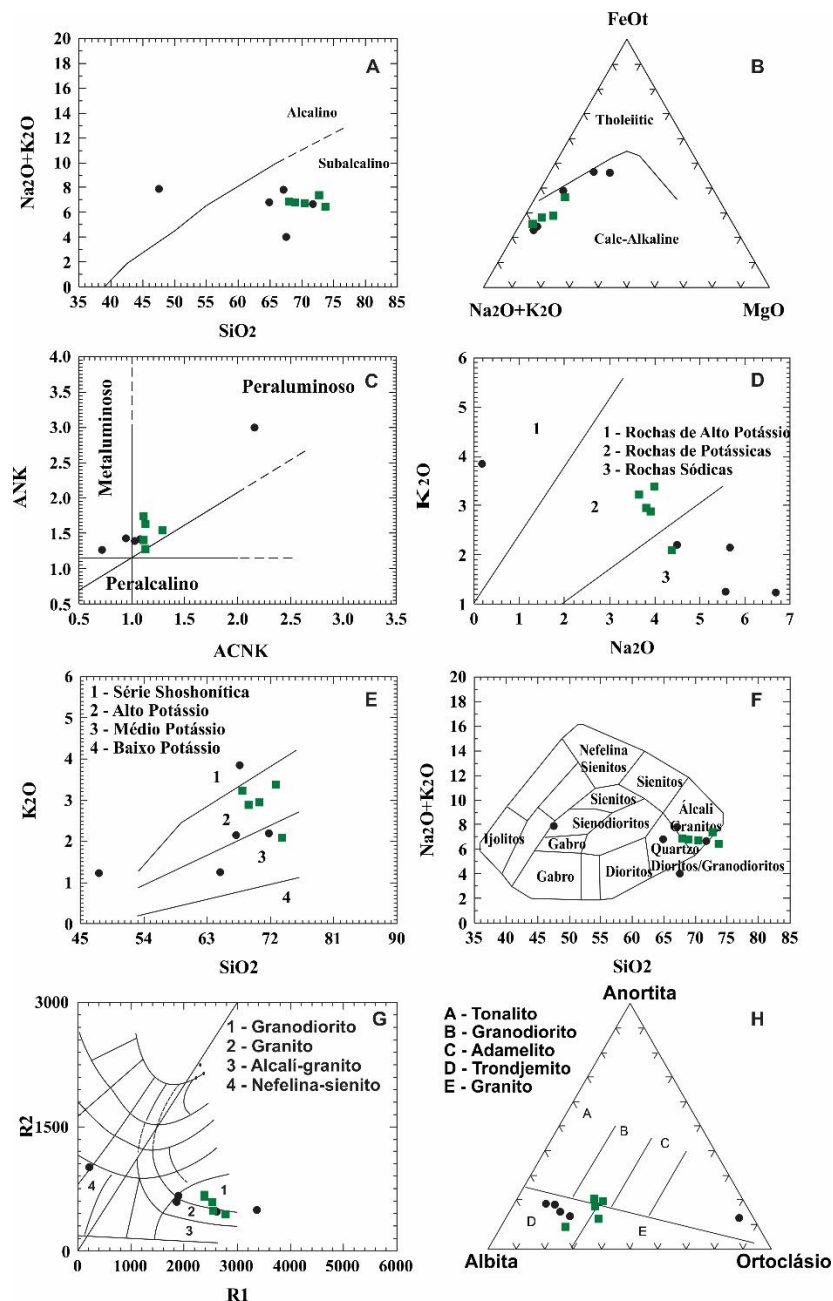


Figura 22: Diagramas de classificação para rochas plutônicas das amostras do Granitoide Ibitiara. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989)); D: Diagrama K_2O vs Na_2O ; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R_1R_2 (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo. (Círculo preto: Amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrado: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

Duas amostras do granitoide exibem padrões de distribuição de ETR distintos. Uma delas, a amostra LV-17, mostra empobrecimento em ETRL em relação aos ETRP (razões $La_N/Lu_N = 0,89$, $La_N/Eu_N = 1,64$, $Gd_N/Lu_N = 1,14$), gerando padrão côncavo de distribuição de ETRL. A amostra LV-13, apresenta enriquecimento em ETRL em relação as ETRP (razões $La_N/Lu_N = 3,05$, $La_N/Eu_N = 4,28$, $Gd_N/Lu_N = 1,49$), com padrão de ETRP horizontalizado (Figura 23A). Estas amostras, diferente das demais desta unidade, encontram-se completamente alteradas hidrotermalmente, com intensa sericitização, podendo apresentar moderada cloritização (LV-13) e crisitais de leucoxênio associados aos domínios sericíticos (LV-17). Desta maneira, sugere-se que os padrões de distribuição de ETR distintos relacionam-se aos processos hidrotermais atuantes nas rochas da região.

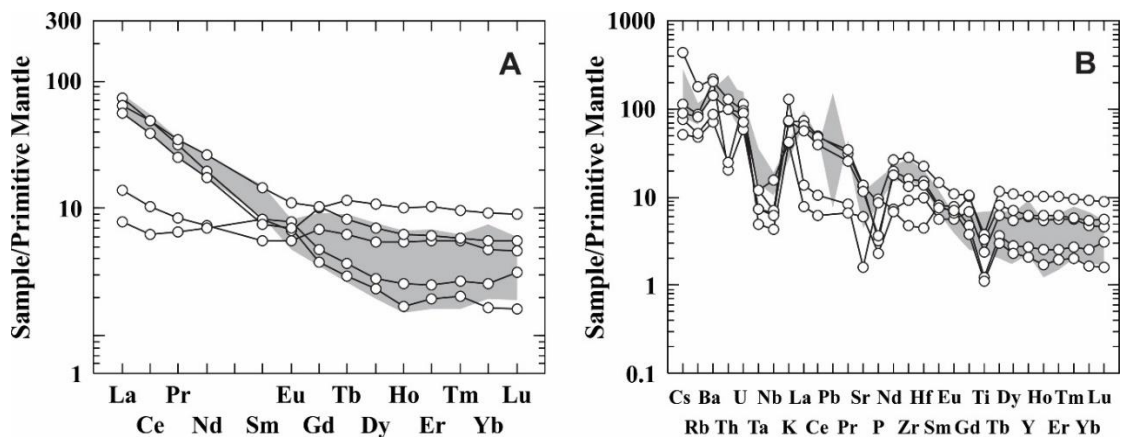


Figura 23: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Círculos vazios: amostras do Granitoide Ibitiara; área hachurada cinza: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

A distribuição dos elementos traços, K, P, Ti e ETR, normalizados pelos valores do manto primitivo de acordo com Taylor & McLennan (1985), mostra que as rochas desta unidade são enriquecidas em elementos litófilos de raios iônico grande (LILE - Cs, Rb, Ba, Th, U, K) e ETRL em relação aos elementos de alto campo de força (HFSE - Zr, Nb, Ta e Hf), ETRP e Y, apresentando fracas a médias anomalias negativas de Th, Nb, Ta, P e Ti (Figura 23B). Apresentam anomalias negativas menos acentuadas de Nb, Ta, P e Ti e são menos empobrecidas em Cs, Rb e Ba que o padrão apresentado pelas amostras de Teixeira (2005).

Nos diagramas discriminantes Nb *versus* Y (PEARCE *et al.*, 1984) e Ta *versus* Nb, (HARRIS *et al.*, 1996) as amostras apresentam, predominantemente, composições químicas semelhantes às rochas plutônicas geradas em arco magmático com característica sin-colisional (Figuras 24 A e 24B).

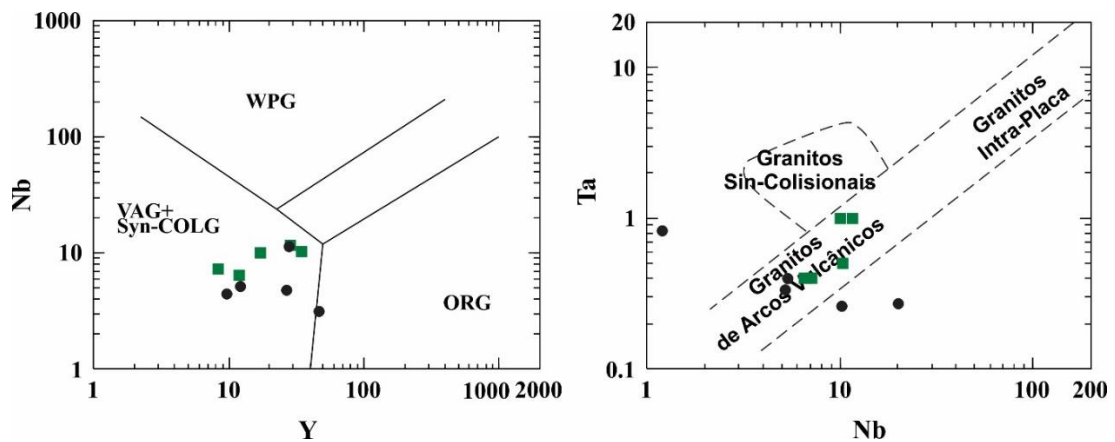


Figura 24: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb *vs.* Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta *vs.* Nb (HARRIS *et al.*, 1996) e R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980). Círculo preto: Amostras do granitoide Ibitiara; Quadrados: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

5.2.2 Rochas encaixantes do Depósito Lavra Velha

Os dados químicos das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha e as amostras do Granitoide Ibitiara foram analisadas em conjunto neste capítulo, considerando suas semelhanças petrográficas.

O teor de SiO₂ das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha varia de 65,30% a 85,20% e o de Al₂O₃, de 3,64% a 19,09%. O teor médio de CaO é de 0,02%, de Na₂O de 0,24%, e de K₂O de 2,96%. Apresenta os teores de CaO e Na₂O empobrecidos em relação ao Granitoide Ibitiara, e o de K₂O levemente enriquecido.

Os diagramas de Harker apresentam correlação negativa de Al₂O₃, K₂O e P₂O₅ (Figuras 25B, 25H e 25I) e positiva de Fe₂O₃ (Figura 25C). Os óxidos MnO, Na₂O e CaO apresentam baixos teores nestes diagramas, tendendo a zero nos dois últimos elementos.

O comportamento do Na₂O e CaO pode estar relacionado à mobilização destes óxidos das rochas, causado pelo intenso processo hidrotermal dinâmico. Os elementos podem ser

lixiviados tanto dos minerais primários (como feldspato), como secundários (como albita), cristalizados durante os processos hidrotermais iniciais, posteriormente lixiviados e substituídos.

De modo geral, as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha apresentam comportamento geoquímico distinto das amostras do Granitoide Ibitiara. As rochas encaixantes do depósito, apresentam relativamente menores teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, TiO_2 e Al_2O_3 , em relação ao teor de sílica, e maiores de K_2O .

Estas características estão possivelmente relacionadas a processos hidrotermais atuantes nas rochas, tais como albitização, saussurtização e formação de óxidos/hidróxidos de ferro, sobrepostos pelo processo mais tardio de sericitização.

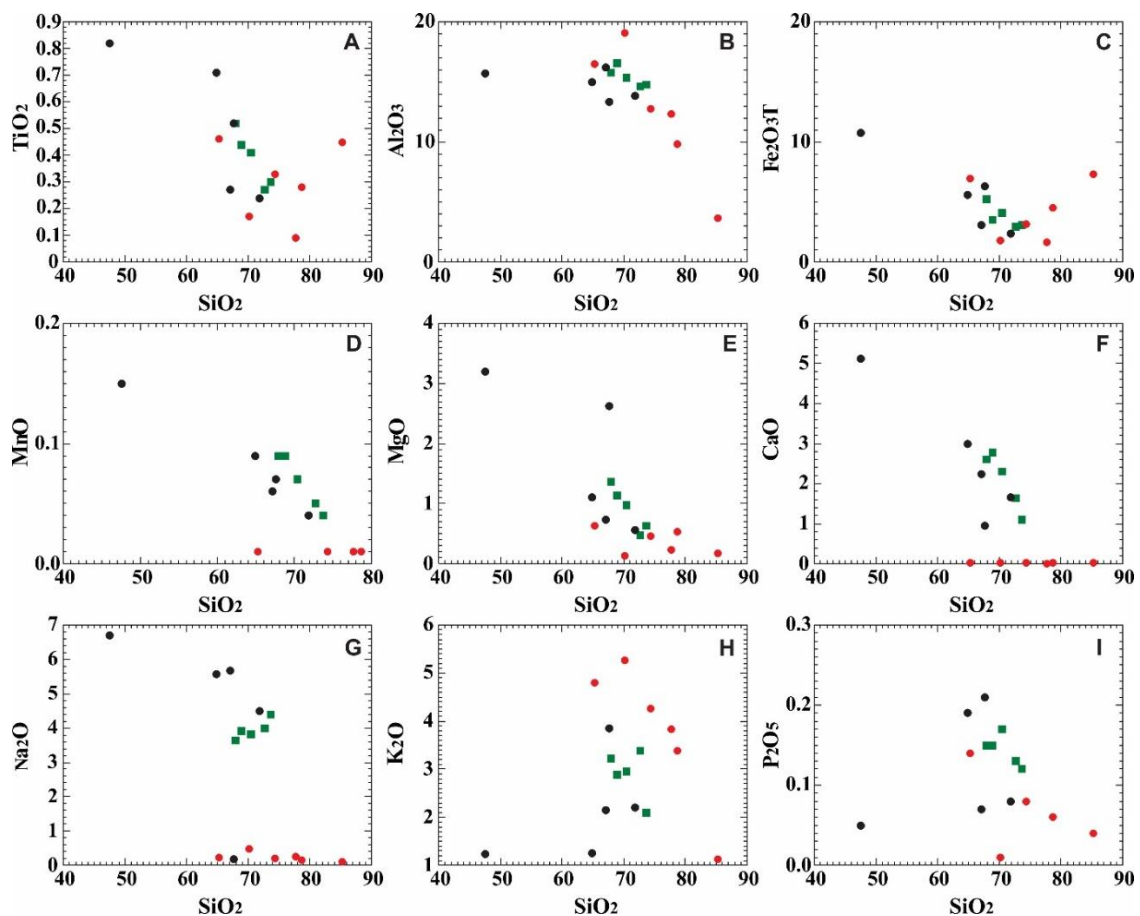


Figura 25: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO_2 das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha. (Círculos vermelhos: rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; Círculos pretos: amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrados: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005)).

As rochas encaixantes do depósito Lavra Velha apresentam composição subalcalina (Figura 26A) e caráter cálcio-alcálico, de acordo com diagrama AFM (Figura 26B). Observa-se neste diagrama a ocorrência de amostras no campo toleítico, possivelmente devido às suas alterações envolvendo os elementos FeOt, Na₂O, K₂O e MgO, observados nos diagramas de Harker (Figura 25). Apresentam composição fortemente peraluminosa, com ACNK variando de 2,5 a 3,0 (Figura 26C), de alto potássio (Figura 26D), semelhantes a composição das séries shoshoníticas e de alto potássio (Figura 26E).

No diagrama TAS as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha são classificadas como granodiorito, predominantemente, e quartzo-dioritos (Figura 26F). No diagrama R1 *versus* R2 as amostras caem fora do campo proposto pelos autores (valores de R1 > 3000) (Figura 26G). A composição normativa (CIPW) destas amostras mostra como minerais principais: quartzo, ortoclásio, coríndon, hiperstênio, albita e subordinadamente anortita, magnetita e ilmenita, enquanto a composição com base no conteúdo de feldspato normativo é granítica (Figura 26H).

As rochas encaixantes do depósito Lavra Velha apresentam baixos a moderados conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 50,24\text{-}141,93$ ppm) predominando ETRL em relação a ETRP ($\Sigma\text{ETRL} = 43,55\text{-}131,41$ ppm, $\Sigma\text{ETRP} = 4,36\text{-}47,22$ ppm).

Os ETRL normalizados para manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), apresentam concentrações entre 0,87 e 51,92 vezes acima deste, e os ETRP entre 0,67 e 19,59. O padrão de distribuição de ETR, mostra um enriquecimento em ETRL em relação a ETRP (razões $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0,35\text{-}21,34$, $\text{La}_N/\text{Eu}_N = 1,23\text{-}15,85$, $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 0,76\text{-}3,33$) e uma amostra exibe fraca anomalia negativa de európio ($\text{Eu}^* = 0,67$). A amostra LV-09, exibe um padrão distinto de distribuição de ETR, semelhante ao que ocorre no Granitoide Ibitiara, com empobrecimento em ETRL em relação aos ETRP (razões $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 6,66$, $\text{La}_N/\text{Eu}_N = 9,98$, $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 1,29$), gerando padrão côncavo de distribuição de ETRL e apresentando teores mais elevados em ETRP em relação às outras amostras do granito (Figura 27A).

Os padrões de distribuição de ETR das rochas encaixantes do depósito são semelhantes aos do Granitoide Ibitiara, sendo menos enriquecidos em ETRL (Figura 27A).

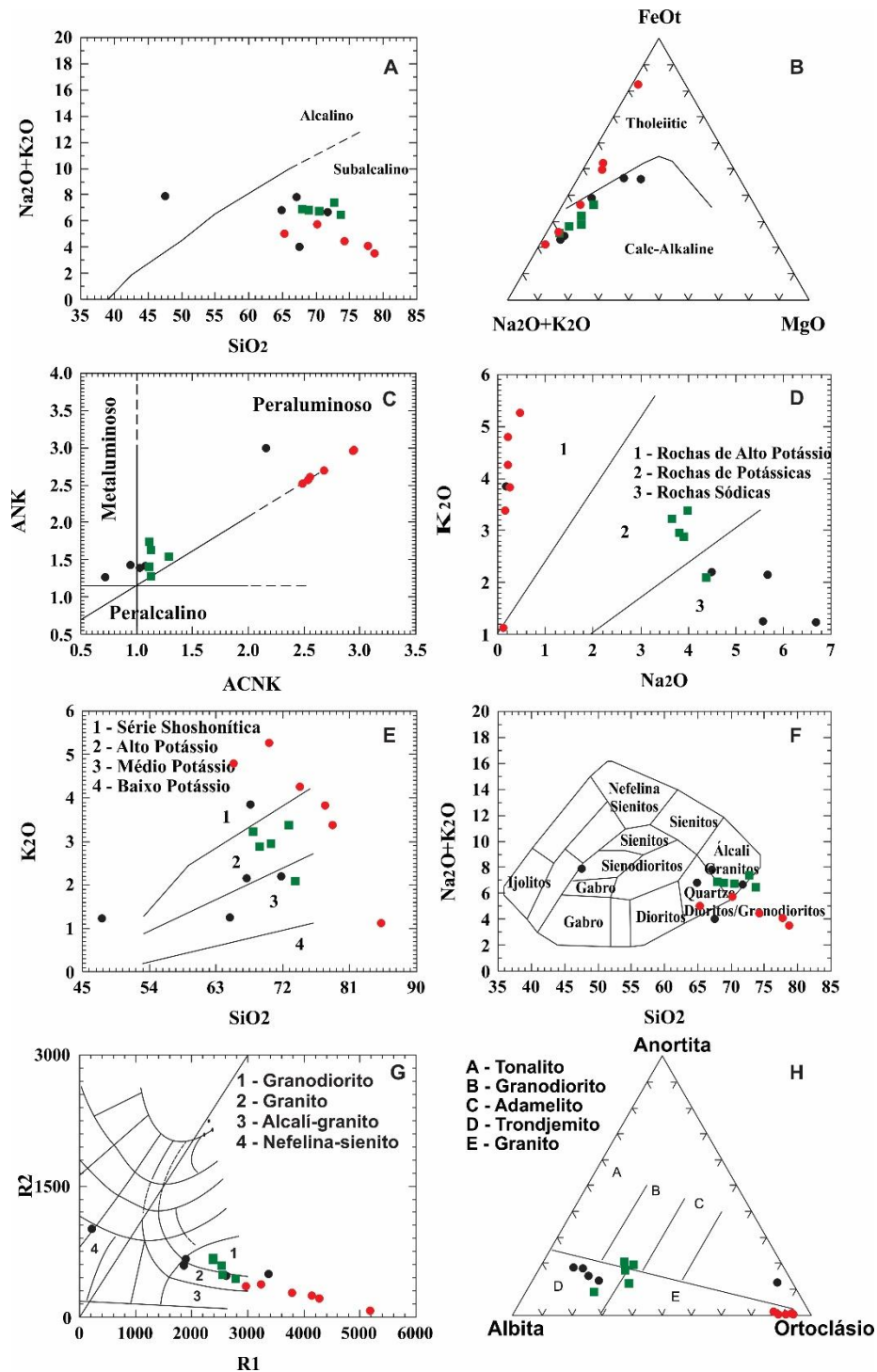


Figura 26: Diagramas de classificação para rochas plutônicas. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R1R2 (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo; (Círculo vermelho: Rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; Círculo preto: Amostras do Granitoide Ibitiara; Quadrado: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

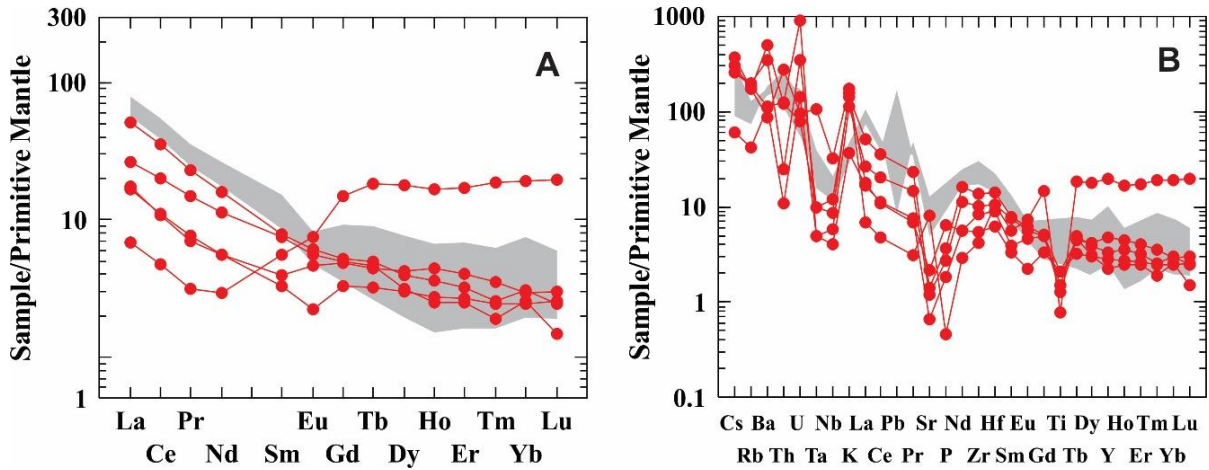


Figura 27: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Círculos vermelhos: rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; área hachurada cinza: amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

As rochas encaixantes do depósito no diagrama multielementar, normalizados pelos valores do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), apresentam enriquecimento em elementos de litófilos de raios iônico grande (LILE - Cs, Rb, Ba, Th, U, K) e ETRL em relação a elementos de alto campo de força (HFSE - Zr, Nb, Ta e Hf), ETRP e Y, apresentando fracas a médias anomalias negativas de Th, Nb, Ta, Sr e Ti (Figura 27B). O padrão de distribuição dos elementos é semelhante ao das amostras do Granitoide Ibitiara (Figura 27B), porém com anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti, mais acentuadas e com leve enriquecimento relativo em Cs, Rb e Ba (Figura 27B).

Nos diagramas discriminantes Nb *versus* Y (PEARCE et al., 1984) e Ta *versus* Nb, (HARRIS et al., 1996), as amostras encaixantes do depósito Lavra Velha exibem, predominantemente, composições químicas semelhantes às rochas plutônicas geradas em arcos magmáticos com características sin-colisionais, semelhante ao Granito Ibitiara (Figuras 28A e 28B).

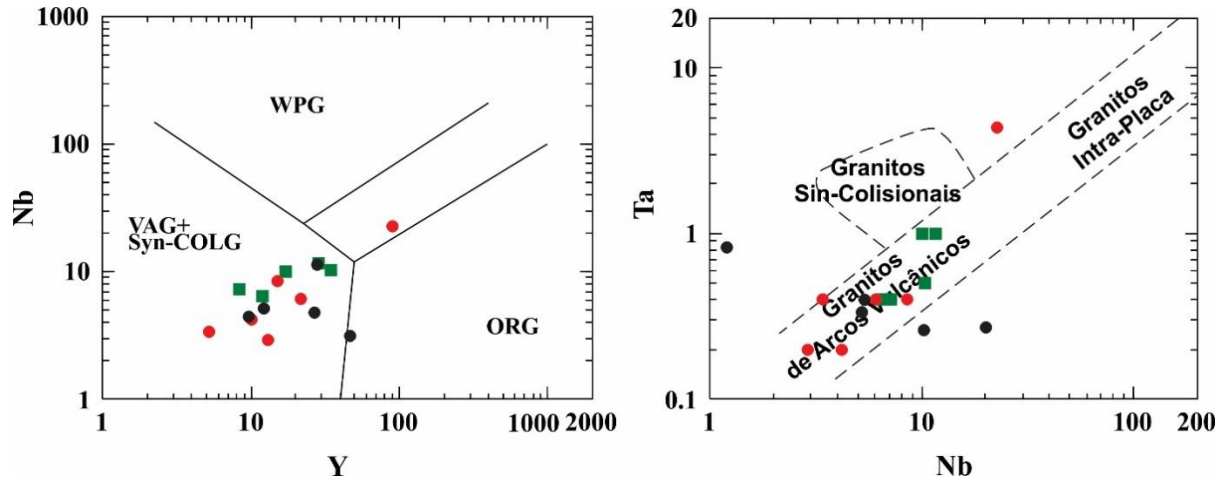


Figura 28: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb vs. Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta vs. Nb (HARRIS *et al.*, 1996). Círculo vermelho: Rochas encaixantes do depósito Lavra Velha; Círculo preto: Amostras do granitoide Ibitiara; Quadrados: Amostras do Granitoide Ibitiara de Teixeira (2005).

5.2.3 Granito Matinos

Os teores de SiO_2 no Granito Matinos variam de 64,9% a 73,3% e de Al_2O_3 , de 13,25 a 18,80%. Os teores de CaO varia entre 0,04 e 2,34%, de Na_2O entre 0,38 e 3,38% e de K_2O entre 3,22 a 5,58%.

Nos diagramas de Harker, TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e P_2O_5 apresentam correlação negativa e MgO e CaO, tendência positiva (Figura 29).

As amostras desta unidade apresentam composição subalcalina (Figura 30A), distribuídas tanto no campo de rochas cálcio-alcalino, como toleíticas no diagrama AFM (Figura 30B). São rochas de composição peraluminosa, com teores de ACNK entre de 1,05 a 2,8 (Figura 30C), variando de alto potássicas a potássicas (Figura 30D) e entre as séries shoshoníticas e de alto potássio (Figura 30E).

São classificadas como quartzo-dioritos e granodioritos no diagrama TAS (Figura 30F) e como granitos e granodioritos no diagrama R1 *versus* R2, que também apresenta amostras fora do campo proposto pelos autores ($R1 > 3000$). As demais amostras são plotadas nos campos de granodiorito e granito neste diagrama (Figura 30 G). A composição normativa (CIPW) destas amostras mostra como minerais principais: quartzo, ortoclásio, albita, anortita, coríndon,

hiperstênio e subordinadamente magnetita, ilmenita e apatita e com base no conteúdo de feldspato normativo, corresponde à granodiorito e granito (Figura 30H).

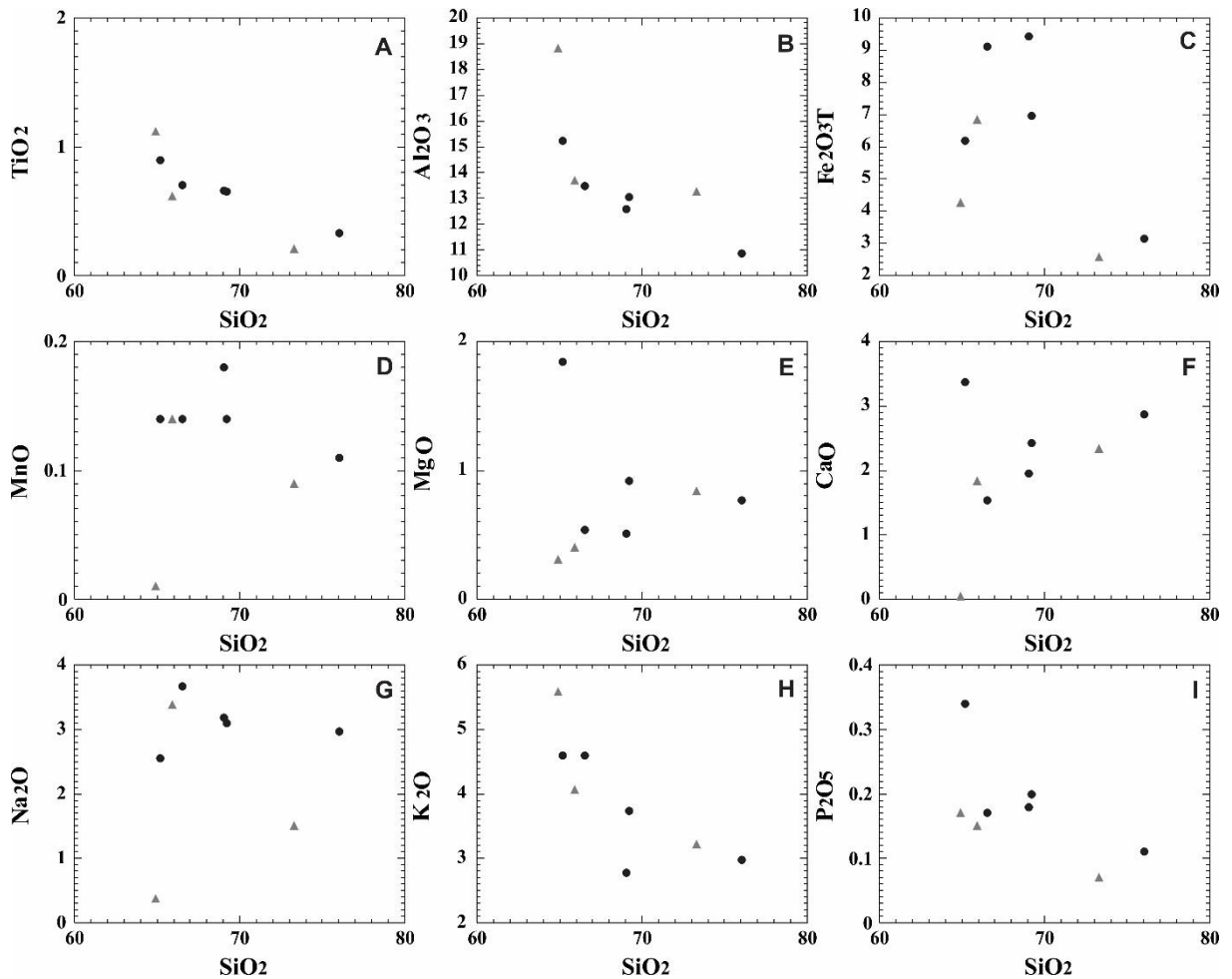


Figura 29: Diagramas binários (tipo Harker) de elementos maiores versus SiO₂ do Granito Matinos. Triângulo: Amostras do Granito Matinos; Círculos pretos: amostras do Granito Matinos de Teixeira (2005).

As amostras do Granito Matinos se distribuem nos diagramas de Harker com maior dispersão em relação às das demais unidades estudadas e o comportamento geoquímico dos seus elementos maiores assemelha-se ao das amostras do Granito Matinos de Teixeira (2005).

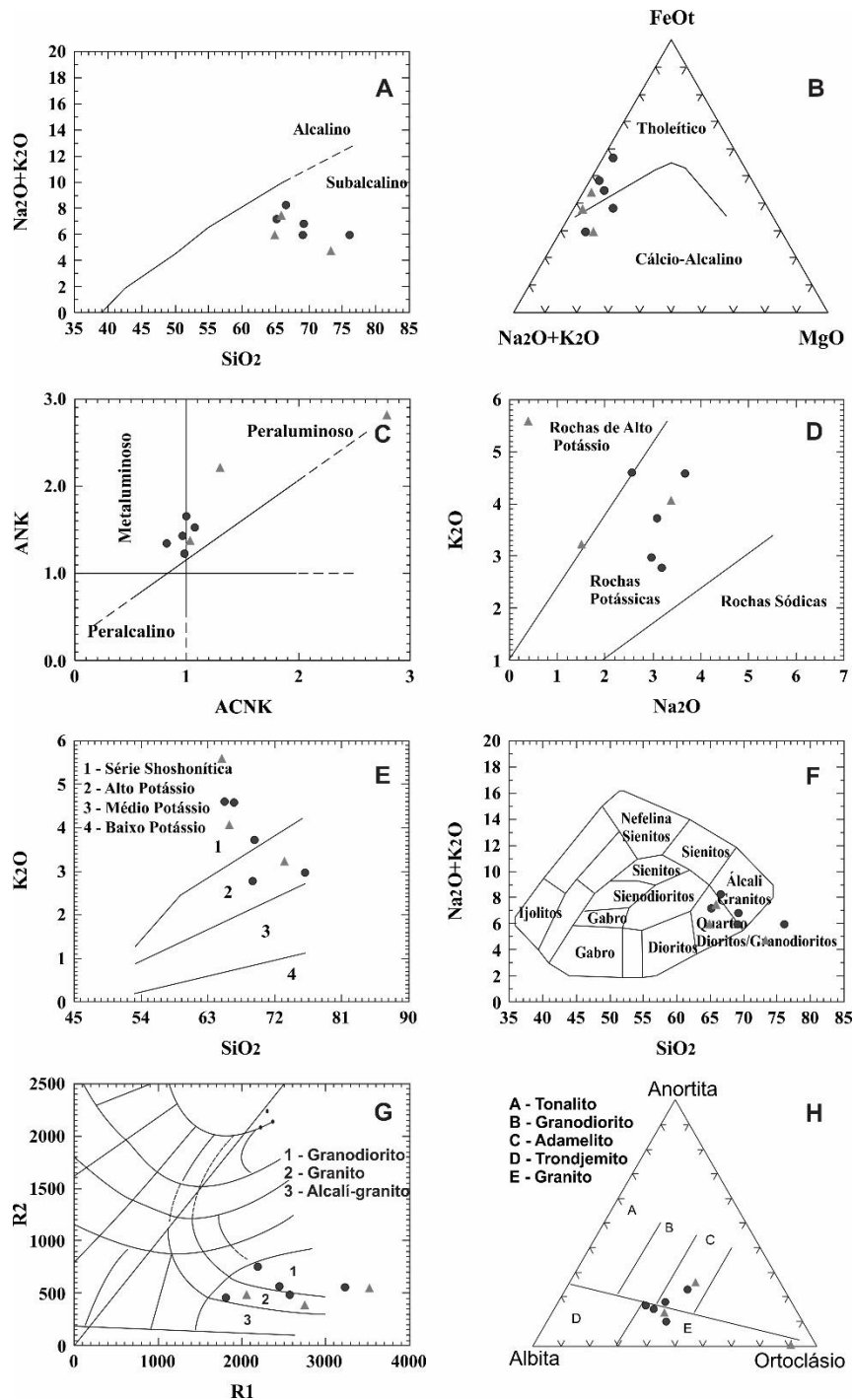


Figura 30: Diagramas de classificação para rochas plutônicas. A: Diagrama binário sílica versus álcalis (Irvine & Baragar, 1971); B: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (Maniar e Piccoli (1989); D: Diagrama K₂O vs Na₂O; E: Diagrama TAS (Cox et al., 1979); G: Diagrama R₁R₂ (De La Roche et al., 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo; I: Diagrama de ACNK vs. Fator discriminante (Shaw, 1971). (Triângulo: Amostras Granito Matinos; Círculo vazio: Amostras do Granito Matinos de Teixeira ,2005).

As amostras do Granito Matinos apresentam baixos a moderados conteúdos de Elementos Terras Raras ($\Sigma ETR = 88,77-580,73$ ppm), normalizados pelo manto primitivo segundo Taylor & McLeenan (1985), predominando ETRL em relação a ETRP ($\Sigma ETRL = 81,14-533,02$ ppm, $\Sigma ETRP = 7,63-66,79$ ppm), conforme observado na Figura 31A.

Os ETRL apresentam concentrações entre 3,39 e 203,54 vezes acima do amnto primitivo os ETRP apresentam concentrações entre 1,76 e 34,73 vezes os valores deste (Figura 33A). O padrão de distribuição de ETR desta unidade é enriquecido em ETRL em relação a ETRP (razões $La_N/Lu_N = 6,49-16,20$, $La_N/Eu_N = 6,00-14,31$, $Gd_N/Lu_N = 1,11-2,09$), com fraca anomalia negativa de európio ($Eu^* = 0,62-0,77$) e para a amostra LV-31, leve anomalia negativa de Ce ($Ce^* = 0,73$).

O padrão das amostras no diagrama multielementar, normalizados pelos valores do manto primitivo segundo Taylor & McLeenan (1985), apresenta um enriquecimento em LILE e ETRL em relação a HFSE, ETRP e Y, com fortes a moderadas anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti (Figura 31B).

A amostra LV-31, que corresponde a um granito milonítico intensamente saussuritizado e sericitizado, apresenta seus padrões de ETR e elementos traços empobrecidos em relação às demais. Com excessão desta amostra, os padrões de distribuição de ETR das amostras do Granito Matinos apresentam os ETRP levemente enriquecidos em relação as amostras de Teixeira (2005).

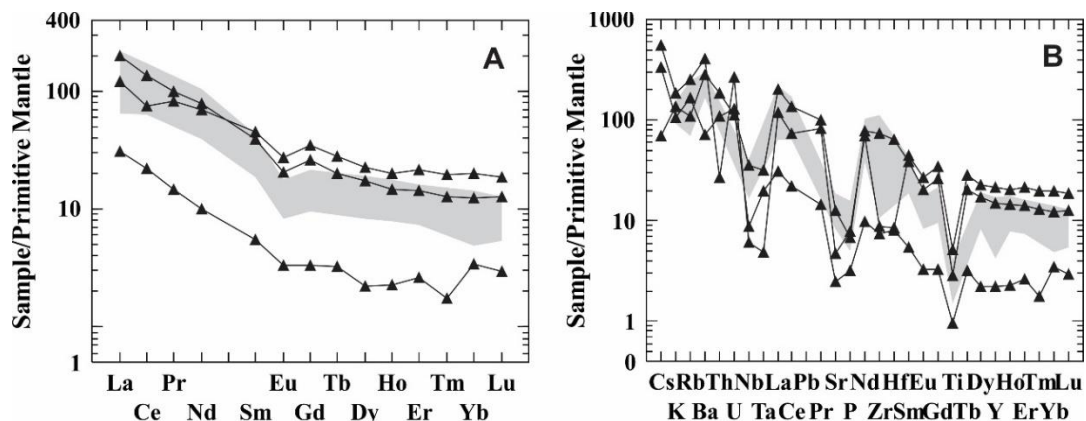


Figura 31: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Espectros com triangulo: amostras do Granito Matinos; área hachurada cinza: amostras de Teixeira (2005).

Nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico as amostras do Granito Matinos encontram-se dispersas nos seus diferentes campos, ou seja, correspondem a granitos de arco vulcânico, sin-colisional, orogênico e intraplaca, de acordo com diagrama Nb *versus* Y (PEARCE *et al.*, 1984) e a granitos de arco vulcânico, sin-colisional e ambiente intraplaca no diagrama Ta *versus* Nb (HARRIS *et al.*, 1996).

O metamorfismo e a alteração hidrotermal atuantes nas rochas também afetam o comportamento dos elementos traços e terras raras, considerados menos móveis diante destas condições.

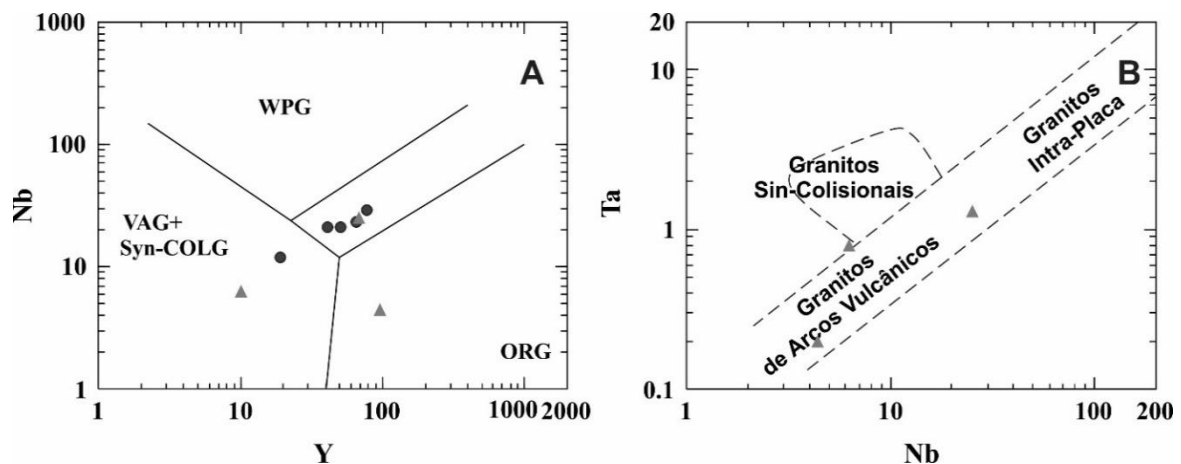


Figura 32: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de (A) Nb *vs.* Y (PEARCE *et al.*, 1984), (B) Ta *vs.* Nb (HARRIS *et al.*, 1996) e R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980). Triângulos: Rochas do Granito Matinos; Círculo vazio: Amostras de Teixeira (2005).

5.2.4 Formação Novo Horizonte

As duas amostras que representam a Formação Novo Horizonte apresentam características petrográficas e geoquímicas bem distintas, com os teores de SiO₂ de 53,5% e 73,15% e Al₂O₃, 13,75 e 14,36%. Os teores de CaO variam de 0,03 a 0,06%, de Na₂O, de 0,07 a 0,34% e de K₂O, de 0,14 a 3,90%. Os menores teores relativos a K₂O e Na₂O correspondem a amostra LV-23, de metarriolito com intensa pirofilitização e hematitização, que também apresenta teores relativamente elevados de Fe₂O_{3T} (20,90%).

Nos diagramas de Harker, as amostras da Formação Novo Hozironte de Teixeira (2005) apresentam correlação positiva de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3T} e P₂O₅ e negativa de K₂O (Figura 33F).

Como se observa na Figura 33, a amostra LV-22, de metadacito pórfiro sericitizado, apresenta características similares a este conjunto de amostras, oposto ao comportamento da amostra LV-23.

Sugere-se que os processos metamórficos e de alteração hidrotermal sejam responsáveis pela remoção de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e CaO destas rochas, relacionada à alteração da mineralogia primária das rochas, petrograficamente observada pelos cristais de feldspato, principalmente, que são substituídos por sericita (LV-22) ou pirofilita (LV-23).

A forte alteração de óxido/hidróxido de ferro, relacionados aos altos teores de TiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ e responsável pela obliteração da mineralogia e estrutura da amostra LV-23, ocorre localmente, portanto não é representativo para a unidade.

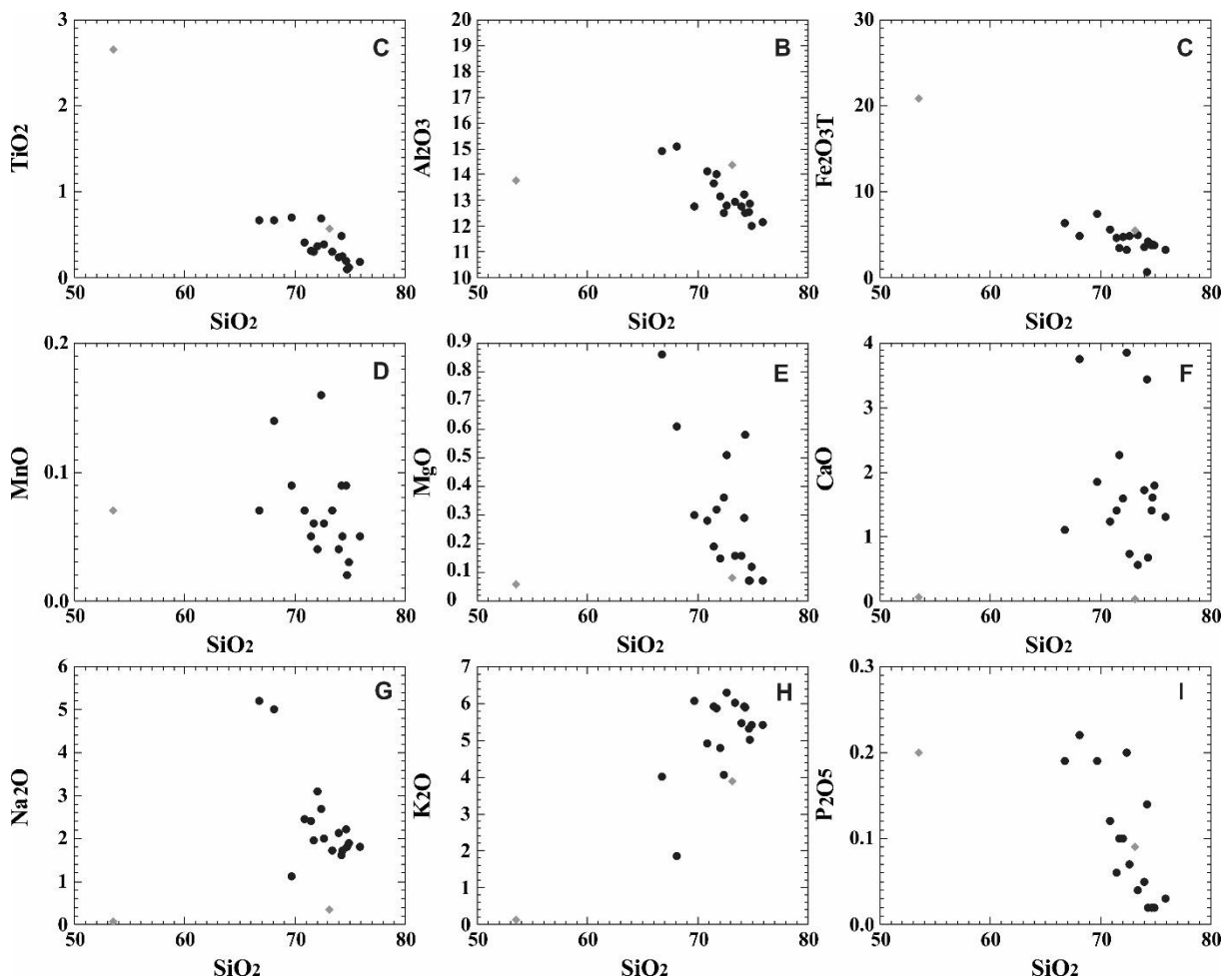


Figura 33: Diagramas de Harker para a Formação Novo Horizonte. (Losangos: Amostras da Formação Novo Hozironte; Círculos: amostras de Teixeira (2005)).

As amostras desta unidade também apresentam dados dispersos entre os campos dos diagramas de classificação de rochas vulcânicas (Figura 34) e discriminantes de ambiente tectônico (Figura 36), além de padrões de elementos traços e ETR distintos (Figura 35).

As amostras da Formação Novo Horizonte de Teixeira (2005) são semelhantes às rochas com composição subalcalina, de caráter cálcio-alcalino a toleítico e peraluminosa a metaluminosa, de alto potássio, semelhantes a composição das séries shoshoníticas e de alto potássio (Figura 34). São classificadas em riolito pelo diagrama TAS e riolito e riodacito pelo diagrama R1 *versus* R2. Com base no conteúdo de feldspato normativo, as composições das amostras correspondem a adamelito, granito e trondhjemito. Todos esses diagramas contêm amostras plotadas fora dos seus campos de classificação.

As amostras da Formação Horizonte apresentam moderados a altos conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 85,89\text{-}548,60$ ppm), predominando ETRL em relação a ETRP ($\Sigma\text{ETRL} = 70,11\text{-}498,5$ ppm, $\Sigma\text{ETRP} = 15,78\text{-}50,35$ ppm).

Os ETRL, normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985), apresentam concentrações entre 7,26 e 167,70 vezes acima deste, enquanto que os elementos terras raras pesadas (ETRP) apresentam concentrações entre 5,12 e 27,73 vezes os valores deste (Figura 35A).

O padrão de distribuição de ETR apresenta enriquecimento de ETRL em relação a ETRP (razões $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 4,69\text{-}12,79$, $\text{La}_N/\text{Eu}_N = 5,92\text{-}9,18$, $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 1,31\text{-}2,12$). A amostra LV-22 apresenta os ETRP relativamente mais empobrecidos, com anomalia de Eu ($\text{Eu}^* = 0,56$) pouco acentuada. A amostra LV-23 apresenta menores concentrações de ETR e anomalia de Ce ($\text{Ce}^* = 0,63$).

No diagrama multielementar, normalizado pelos valores do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), as amostras encontram-se enriquecidas em LILE e ETRL em relação a HFSE, ETRP e Y, com anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti (Figura 35B). A amostra LV-23, caracterizada pela intensa ferruginização e pirofilitização, apresenta um padrão destes elementos relativamente mais empobrecido, com leve anomalia positiva de Ti e negativa de K.

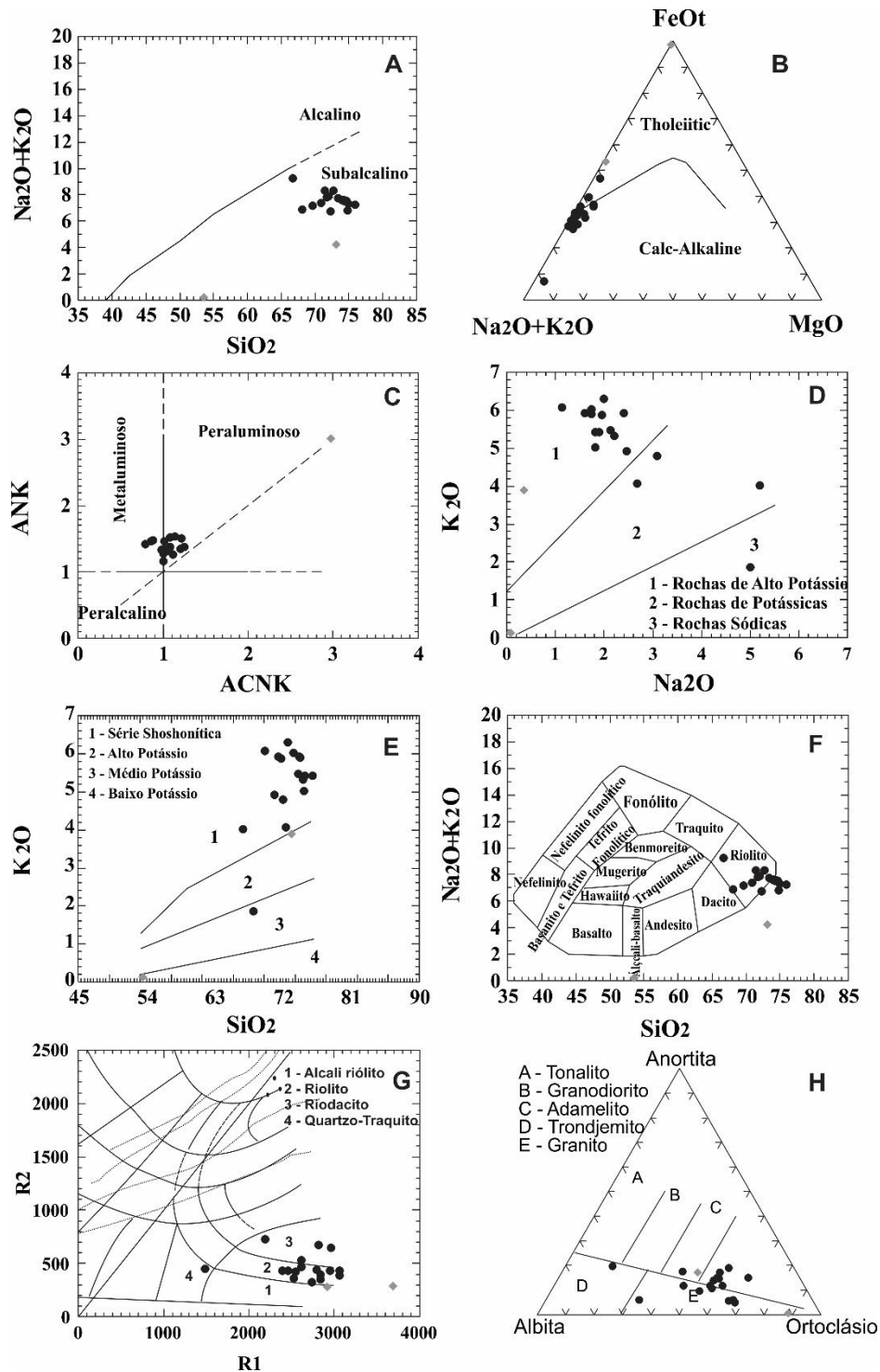


Figura 34: Diagramas de classificação para rochas vulcânicas. A: Diagrama binário sílica *versus* álcalis (IRVINE & BARAGAR, 1971); B: Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971); C: Diagrama A/NK-A/CNK (MANIAR & PICCOLI, 1989); D: Diagrama K_2O vs Na_2O ; E: Diagrama TAS (COX *et al.*, 1979); G: Diagrama R1R2 (De La ROCHE *et al.*, 1980); H: Gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo. Losangos: Amostras da Formação Novo Horizonte; Círculo: Amostras de Teixeira (2005).

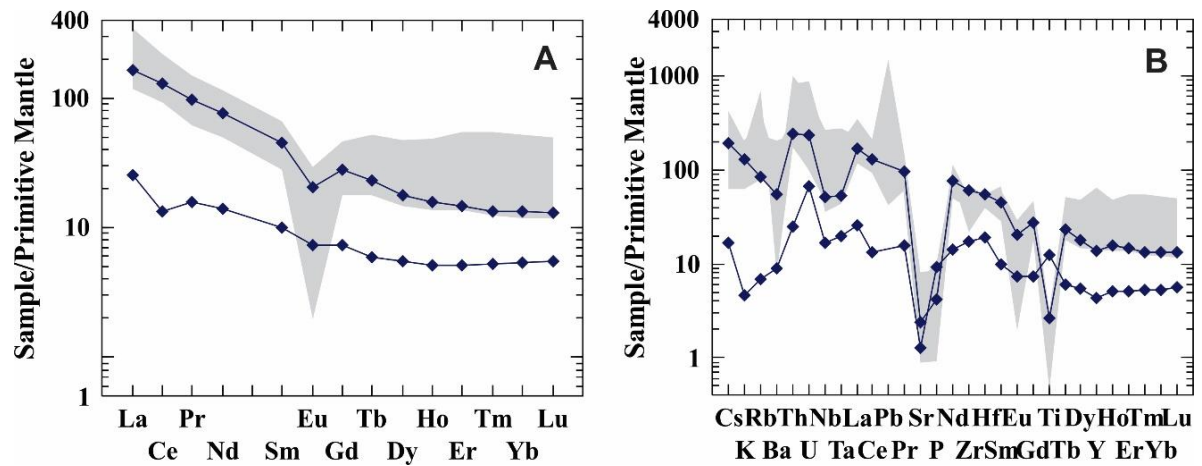


Figura 35: A: Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para o manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985); B: Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Espectros com losango: amostras da Formação Novo Horizonte; área hachurada cinza: amostras de Teixeira (2005).

Nos diagramas discriminantes Rb *versus* Y+Nb e Nb *versus* Y, de Pearce *et al.* (1984), as amostras da Formação Novo Horizonte exibem composições químicas semelhantes às rochas geradas em ambiente intraplaca, com excessão da amostra LV-23, que apresenta características de rocha de arco vulcânico (Figura 36A e B).

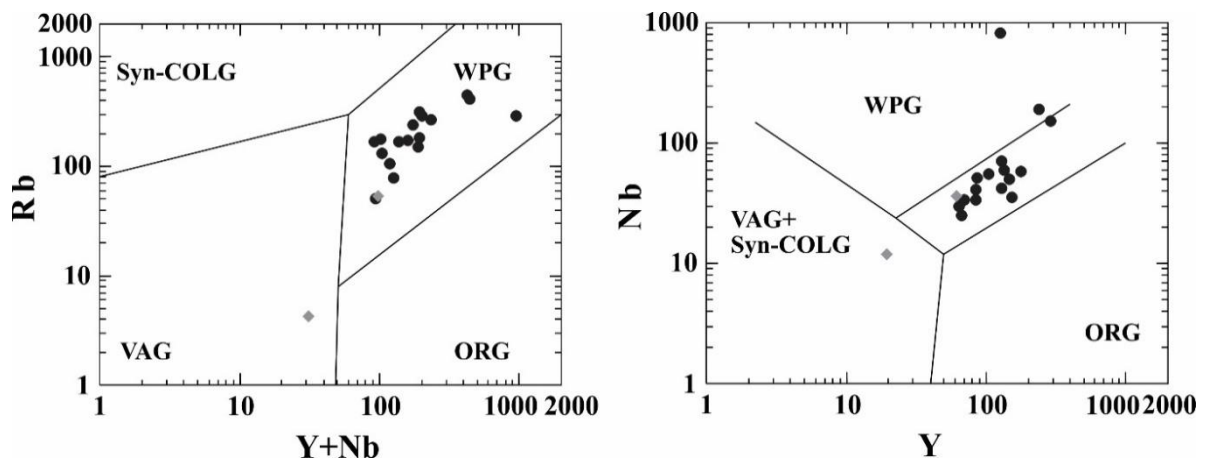


Figura 36: Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984): (A) Rb vs Y+Nb; (B): Nb vs Y. Losangos: Formação Novo Horizonte; Círculos: Amostras de Teixeira (2005).

6 CONCLUSÕES

De acordo com a análise petrográfica e o comportamento geoquímico das amostras analisadas, sugere-se que as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha correspondam à porção mais alterada por processos hidrotermais e relativamente mais deformada do Granitoide Ibitiara.

A xistosidade e intensa sericitização das rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, que microscopicamente apresentam estrutura de rocha ígnea plutônica (granítica), foi o que conduziu sua classificação inicialmente em rochas vulcânicas e subvulcânicas, relacionadas a Formação Novo Horizonte.

A formação do Granitoide Ibitiara, incluindo as rochas encaixantes do depósito Lavra Velha, e do Granito Matinos, são correlatas ao ciclo orogênico Transamazônico (2,2 -1,9Ga), período marcado pela tectônica compressiva, ligado à formação de novas massas continentais, e união dos blocos Gavião, Jequié, Serrinha e a porção oeste da Bahia (CRUZ E ALKMIM, 2006). Neste contexto, as amostras destas unidades apresentam características de magmatismo tipo I e S, segundo a classificação de Champpeil e White (1974) ou misto (I-S), segundo Brown (1982) e Brown et al. (1984), e afinidade com ambiente de arco magmático (sin-colisional), com contribuição crustal ou orogênico. As variações de litotipos apresentados nestas unidades são resultantes, provavelmente, das variações químicas e petrográficas típicas de orógeno colisional influenciadas por inúmeros fatores, como diferentes de graus de contaminação, variação na mistura de magmas e diferenciação do magma original.

A intrusão do Granitoide Ibitiara ocorre, de acordo com suas características, em ambientes mais rasos da crosta, sugerindo que fluidos hidrotermais e mineralizantes associam-se a fases posteriores à intrusão. Desta maneira, a idade de ca 2,1 Ga para brechas hidrotermais, datadas pelo método U-Pb em zircões por Campos (2013), deve ser atribuído a contaminação das brechas pelas suas rochas encaixantes, o Granitoide Ibitiara, cuja idade é correlata.

A alteração das rochas por processos hidrotermais predomina em relação a deformação, característica de baixo *strain*, que podem gerar leve foliação. As rochas comumente mantêm as estruturas e texturas de seus protólitos preservadas ou parcialmente preservadas, ocorrendo

localmente, milonitização e cisalhamento. O processo hidrotermal é dinâmico e formado por mais de uma fase que se superpõem.

O depósito Lavra Velha apresenta grande complexidade, requerendo ainda estudos mais detalhados, focados principalmente no seu arranjo estrutural. Apesar de atribuído por Campo (2013) à classe de depósitos IOCG, apresenta características semelhantes a outros depósitos, como ouro pórfiro e orogênico. Contudo, com a análise do contexto tectono-estrutural e hidrotermal do depósito Lavra Velha, cuja mineralização ocorre em vênulas e veios, por vezes boudinados, associados às zonas de cisalhamento, sugere-se que a mineralização tem origem relacionada à fase mais tardia da evolução da bacia do Espinhaço, que corresponde à fase de compressão tectônica e inversão do Aulacógeno do Paramirim.

Durante esta fase, no Neoproterozoico, os esforços compressivos resultaram na reativação de estruturas regionais preexistentes e na geração e mobilização de fluidos hidrotermais, responsáveis por lixiviar e transportar o minério. Os fluidos foram originados provavelmente por processo de desvolatização nas bacias sobrejacentes ao aulacógeno, preenchidas por sequência metavulcanossedimentar. Migraram com o minério de ouro, com pequenas ocorrências ou ausência de sulfetos, para porções crustais mais rasas através das estruturas reativadas, o depositando em ambiente sin a tardi-deformação. A precipitação e concentração do minério de ouro na Anticlinal Ibitiara deu origem ao que se conhece hoje por depósito Lavra Velha.

Mineralizações auríferas similares às de Lavra Velha foram reconhecidas em outras unidades tectono-estratigráficas da região por Guimarães *et al.* (2005), sugerindo que não há controle estratigráfico para este tipo de mineralização. Estes autores obtiveram idade de 500 Ma, pelo método Ar-Ar, de veios mineralizados, compatível a idade de inversão do aulacógeno do Paramirim de Cruz (2005) e Cruz e Alkmim (2006), também colocando a mineralização em fase tardia da evolução da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F. O que faz de cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro e B. Brito Neves. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. Cap. 1, p.17-35.

ALKMIM, F. F.; NEVES, B.B.B.; ALVES, J.A.C. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Misi, A; DOMINGUEZ, J.M.L. **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG, 1993. p. 45-62.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364,1977.

ARCANJO, J. B. A.; VARELA, P. H. L.; MARTINS, A. A. M.; LOUREIRO, H. S. C.; NEVES, J. P. Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 2000. 105 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.

AUGUSTO, R.A., MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R. AND SOUZA FILHO, C.R. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 263–277, 2008.

BABINSKI, M.; NEVES, B.B.B.; NOCE, C.M. Problemas da Metodologia U/Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: Caso do Grupo Rio dos Remédios Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 38, 1994, Balneário de Camboriú. **Anais...** 1994. v. 2, p. 409-410.

BABINSKI, M.; PEDREIRA, A. J.; NEVES, B. B. B. Contribuição à Geocronologia da Chapada Dimantina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, n. 7, 1999, Lençóis: SBG. **Anais...**1999. p. 118-120.

BAKER, T. Alteration, mineralization and fluid evolution at the Eloise Cu–Au deposit, Cloncurry district, NW Queensland. **Economic Geology**, v.9, p. 1213–1236, 1998.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 113, p.1-27, 2004.

BARTON, M. D. Iron Oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In: Heinrich D. HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K.K, **Treatise on Geochemistry**. Second Edition. Elsevier Inc., 2013. Vol. 13, p. 515-541.

BARTON M. D & JOHNSON D. A. Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. **Geology**, v. 24, p. 259–262, 1996.

BARTON M. D. & JOHNSON D. A. Footprints of Fe-oxide (Cu–Au) Systems: SEG Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Special Publication, v.33, p. 112–116, 2004.

BASTOS LEAL, L. R.; TEIXEIRA, W.; CUNHA, J. C.; MACAMBIRA, M. J. B. Archean tonalitic-tondejemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.2, p.209-220, 1998.

CAMPOS, L. D. **O Depósito de Au-Cu Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental: Um Exemplo de Depósito da Classe IOCG Associado aos Terrenos Paleoproterozoicos do Bloco Gavião**. 2013. 104 p. Tese de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 2013.

CARLIN, A. C. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica das Rochas Encaixantes da Mineralização de Ouro do Alvo Lavra velha – Ibitiara (BA)**. 2013. 144p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2013.

CONDIE, K. C. TTGs and adakites: Are they both slab melts? **Lithos**, v.80, p.33-40, 2005.

CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO. A.; CAMPOS D.A. (Ed.). Tectonic Evolution of South America. In: 31st INTERNACIONAL GEOLOGICAL CONGRESS. Rio de Janeiro, 2000. 853p.

COSTA, L. A. M. & INDA, H. A. V. O aulacógeno do espinhaço. **Revista Ciências da Terra**, n.1, p.13-18, 1982.

COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London: George Allen & Unwin, 1979. 450p.

CPRM – SERVIÇOS GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Geologia, Mineralização e Transformação Mineral. Brasília, 2003. Escala 1:1.000.000. Disponível em http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N. Acesso em janeiro de 2013

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICOS DO BRASIL & CBPM – COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL. **Projeto Ibitiara - Rio de Contas**: Mapa geológico. Brasília, 2005. Escala 1:200.000. Disponível em: http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N. Acesso em janeiro de 2013

CRUZ, S. C. P. **A interação tectônica entre o Aulacógeno Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Congo**. 2004. 465 f. Tese de Doutorado – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2004.

CRUZ S. C. P. & ALKIMIM F. F. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.78, n.1, p.151-173, 2006.

CRUZ, S.C.P.; DIAS, V.M.; ALKMIM, F.F. A interação tectônica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 111-127, 2007

DANDERFER FILHO, A. **Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia**. 2000. 497f. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 2000.

De La ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p.183–210, 1980.

DEER, W. A, HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, Y. **An introduction to the rock-forming minerals**. London: Longman, 1978, 358 p.

DILEK, Y.; FURNES, H.; SHALLO, M. Geochemistry of the Jurassic Mirditaophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p.174-209, 2008.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás: Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n.35, 1988. Belém: SBG, 1988. p.11-54.

FURNES, H.; DILEK, Y.; DE WIT, M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. **Gondwana Research**, v. 27, p. 649-685, jun. 2013.

FURNES, H.; ROBINS, B.; DE WIT, M.J. Geochemistry and petrology of lavas in the upper Onverwacht Suite, Barberton Mountain Land, South Africa. **South African Journal of Geology**, v.115, p. 171-210, 2012.

GILLIS, K.M., THOMPSON, G. Metabasalts from the Mid- Atlantic Ridge: new insight into hydrothermal systems in slow-spreading crust. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.113, n.5, p. 02-23, 1993.

GUIMARÃES, J.T., MARTINS, A. A. M., ANDRADE FILHO, E.L., LOUREIRO, H. S. C., ARCANJO, J. B. A., NEVES J. P., ABRAM, M.B., SILVA, M.G., BENTO, R.V. (Org.). Projeto Ibitiara-Rio de Contas: Estado da Bahia. Salvador: CPRM. **Programa Recursos Minerais do Brasil**. Escala 1:200.000. Convênio CBPM/CPRM. 2005. 193p. Relatório interno.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: COWARD M. P.; RIES A. C. (Eds). **Collision Tectonics**. London: Geological Society London Special Publication, 1986, v.19. p. 67-81.

HAYNES, D. Iron oxide copper (–gold) deposits: Their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. In: **Porter TM (ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective**. Adelaide: PGC Publishing, 2000, v.1. p. 71–90.

HITZMAN, M.W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. **Precambrian Res.**, v. 58, p. 241–287, 1992.

HOFMANN, A.; WILSON, A.H. Silicified basalts, bedded cherts and other seafloor alteration phenomena of the 3.4 Ga Nondweni greenstone belt, South Africa. In: VAN KRANENDONK, M. J.; SMITHIES, R. H.; BENNETT, V. C. **Earth's Oldest Rocks Developments in Precambrian Geology**, 2007. Cap.15, p. 571-605.

INSTITUO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2016. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php>>. Acesso em 02 DE JULHO de 2016.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.8, p.523–548, 1971.

KERR, P. F. **Optical mineralogy**. New York: McGraw-Hill Book, 1959. 442 p.

KOMIYA, T.; MARUYAMA, S.; HIRATA, T.; YURIMOTO, H.; NOHDA, S. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle. **Island Arc**, v.13, p. 47-72, 2004.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. Tectonic discriminations of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v.101, p.635–643, 1989.

OLIVEIRA, J. J.; GALBRAITH, H. H., SIEFERMANN, G.R. Caracterização do material originário dos solos de parte da quadrícula de Ibitiara como subsídio para estudos químicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.3, p. 128-139, 1973.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.25, p.956–983, 1984.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C. M.; WIEDMANN, C. *et al.* The Araçuaí-West-Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwana assembly. **Precambrian Research**, n.110, p. 307-323, 2001.

PETRELLI, M.; POLI, G.; PERUGINI, D.; PECCERILLO, A. Petrograph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 6, n. 7, p.1-15, jul. 2005

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Berlin: Springer, 2009. 1250 p.

PIRAJNO, F. & SANTOSH, M. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. **Precambrian Research**, v. 259, p. 243-261, 2015.

PONCE, V. M.; CUNHA, C. N. Vegetated earthmounds in tropical savannas of central Brazil: a synthesis. With special reference to the Pantanal do Mato Grosso. **Journal of Biogeography**, v.20, p. 219-225, 1993.

RICHARD, L. R. Minpet for Windows – Version 2.02. Minpet Geological Software, Québec, 1995.

ROLLINSON, H. R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Universidade de Michigan: Longman Scientific & Technical, 1993. 352p.

SCHOBENHAUS, C. O. **Proterozóico Médio no Brasil com Ênfase à Região Centro-Leste: uma revisão**. 1993. 166p. Tese de Doutorado – Faculdade de Geociências, Universidade de Freiburg, Freiburg, 1993.

SCHOBENHAUS, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 4, p. 265-276, 1996.

SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A. & LORCK, A. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n.38, 1994, Balneário Camboriú. **Anais...** Balneário Camboriú: SBG-DNPM-CPRM, 1994, v.2. p. 397-399.

SEYFRIED, W. E., BERNDT, M. E., SWEEWALD, J. E. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges; constraints from diabase alteration experiments, hot spring fluids and composition of the oceanic crust. **Canadian Mineralogist**, v. 26, p. 787-804, 1988.

TAYLOR, S.R. & McLENNA, S.M. **The Continental Crust: Its Composition and Evolution**. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: Blackwell Scientific, 1985. 312p.

TEIXEIRA, L. R. Projeto Vale do Paramirim: relatório temático de litogeoquímica. Salvador: CPRM, 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Relatório interno.

TEIXEIRA, L. R. Projeto Ibitiara - Rio de Contas: relatório temático de litogeoquímica. Salvador: CPRM, 2005. 33 f. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Relatório interno.

WILLIAMS, P. J. 'Magnetite-Group' IOCGs with Special Reference to Cloncurry (NW Queensland) and Northern Sweden: Settings, Alteration, Deposit Characteristics, Fluid Sources and Their Relationship to Apatite-Rich Iron Ores. **Short Course Notes**. Canada: Geological Association of Canada, 2010. v.20, p. 23–38.

WILLIAMS, P. J.; BARTON, M. D.; JOHNSON, D. A.; FONTBOTÉ, L., HALLER A., MARK, G., OLIVER, N.H.S., MARSCHIK, R. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. **Economic Geology**, v. 100th anniversary, p.371-405, 2005.

ANEXO I

LV-01**Descrição Mesoscópica**

Rocha de coloração cinza esverdeada e estrutura gnáissica, com aspecto pouco sedoso devido ao processo de sericitização.

Descrição Microscópica

Rocha inequigranular, com estrutura compacta, alterada hidrotermalmente, e textura blastogranular hipidiomórfica, apresenta leve anisotropia marcada por foliação anastomosada, é composta por matriz de quartzo microgranular e, predominantemente, sericita orientada, que envolvem cristais de quartzo que atingem até 6mm. Também ocorre minerais opacos e traços zircão e rutilo.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 30%

Matriz:

Sericita: 37%

Quartzo: 10%

Pseudomorfos de feldspato sericitizados (núcleo)*: 22%

Minerais opacos: 1%

Zircão: <1%

Rutilo: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de quartzo, anedrais, com tamanho médio de 300 μm , podem apresentar leve extinção ondulante, são alongados e orientados, e estão em contato irregular a lobulado com a matriz. Localmente encontram-se recristalizados. Os cristais que compõem a matriz da rocha são microgranulares.

Os domínios predominantemente sericíticos, ou matriz, correspondem provavelmente à pseudomorfos de feldspato substituídos parcial a completamente por sericita, podendo ocorrer quartzo associado, em menores quantidades. Aqueles com predomínio somente de sericita, são então interpretados como possíveis núcleos de feldspatos alterados, observados normalmente na forma de sigmoides ou tabular.

Os minerais opacos são, predominantemente, cristais prismáticos de hematita e orientados, associados normalmente ao domínio sericítico. Pode ocorrer ilmenita, substituída por hematita.

Os minerais traços são zircão e rutilo.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado

LV-02**Descrição Mesoscópica**

Rocha de estrutura granítica, fanerítica, cinza claro, com variação de cores de alteração branca e marrom avermelhada, devido à forte oxidação. Apresenta leve aspecto sedoso.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura compacta e textura blastogranular hipidiomórfica, composta por pseudomorfos de feldspatos sericitizados, quartzo, bitoita, clorita, e traços de epidoto e apatita. A rocha é isotrópica e inequigranular, com granulação média dos cristais variando entre 10 μ m e 200 μ m.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Pseudomorfos de plagioclásio sericitizado: 63%

Pseudomorfos de K-feldspato albitizado-sericitizado: 5%

Quartzo: 22%

Biotita/Clorita: 10%

Epidoto: <1%

Apatita: <1%

Zircão: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os plagioclásios encontram-se completamente sericitizado (pseudomorfos), sendo comum se observar em menores quantidades cristais de quartzo microgranulares associados. Seu tamanho médio varia entre 100 μ m e 200 μ m.

Os pseudomorfos de k-feldspato apresentam geminação *chessboard*, típica de albitização, parcialmente preservada. Os cristais encontram-se também parcial a quase completamente sericitizados. Tem tamanho médio de 200 μ m.

O quartzo é observado principalmente na forma de cristal intersticial, entre os feldspatos, com os quais faz contato predominantemente lobulado. Os cristais têm tamanho médio de 100 μ m, variando de 250 μ m a inferiores a 10 μ m.

A biotita apresenta pleocroísmo marrom escuro-verde musgo, aspecto fibroso, e encontra-se alterando para clorita, muscovita e estilpnomelano. Também são observados cristais com pleocroísmo marrom claro- amarelo, em forma de leque.

Os minerais traços são epidoto, que ocorre associado aos produtos de alteração dos feldspatos, zircão e apatita.

Nome da rocha: Biotita Metatonalito sericitizado e cloritizado

LV-03**Descrição Mesoscópica**

Rocha de granulação fina a grossa, com cor cinza esverdeada, intensamente cloritizada.

Descrição Microscópica

Rocha inequigranular, com estrutura granítica e textura blastogranular hipidiomórfica. Observa-se na rocha domínios um domínio mais claro (1) e um escuro (2), devido a quantidade de minerais de biotita. A composição de ambos é formada por pseudomorfos de plagioclásio sericitizados, quartzo, biotita, clorita e pequenas quantidades ou traços de minerais opacos, titanita, epidoto, carbonato, zircão e apatita. A anisotropia da rocha, no domínio claro é marcada pela orientação dos cristais alongados de plagioclásio e quartzo.

Composição modal da rocha estimada visualmente**DOMÍNIOS 1**

Pseudomorfos de plag. sericitizado: 70

Quartzo: 23%

Biotita/Clorita: 5%

Epidoto: 1%

Carbonato: 1%

Minerais opacos: <1%

Apatita; titanita; zircão: <1%

DOMÍNIOS 2

Pseudomorfos de plag. sericitizado: 78%

Biotita/Clorita: 12%

Quartzo: 6%

Minerais opacos: 2%

Epidoto: 1%

Titanita: 1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de plagioclásio encontram-se parcial a completamente substituídos por sericita, predominantemente, epidoto, carbonato, clorita e quartzo microgranular em menores quantidades. Alguns cristais apresentam geminação tipo albita parcialmente preservada, típica de processo de albitização. Os cristais variam de 0,3mm a 2,5mm. No domínio 2 os cristais encontram-se menos alterados.

O quartzo encontra-se na forma intersticial, em contato lobulado com o plagioclásio. Em alguns cristais pode se observar extinção ondulante. O tamanho dos cristais varia de 0,1mm a 2mm.

A biotita é observada sobre os cristais de plagioclásio e nas suas bordas, com pleocroísmo verde escuro-verde pálido, orientados. Seus cristais se alteram para clorita, mais concentrado do domínio 2.

Ocorrem em pequenas quantidades ou traços de cristais de titanita, anedrais, de cor castanha alaranjada, com tamanho médio de 0,2mm, e minerais opacos, anedrais, disseminados, com tamanho médio normalmente inferior a 0,1mm.

Nome da rocha: Metatonalito e meta-quartzo diorito sericitizado, cloritizado e albitizados

LV-04**Descrição Mesoscópica**

Rocha com estrutura granítica, alterada, com coloração cinza clara com os interstícios dos cristais alaranjados.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica, alterada hidrotermalmente, com textura blasto-granular hipidiomórfica, levemente anisotrópica, inequigranular, com granulação média predominante, composta por pseudomorfos de feldspatos (plagioclásio), quartzo e minerais opacos.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 25%

Pseudomorfo de feldspato sericitizados: 73%

Minerais opacos: 2%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de feldspato encontram-se completamente sericitizados, com traços de quartzo e ocorrem nas formas arredondadas, tabulares ou ainda como sigmoides de indicadores cinemáticos, com tamanho variando de 1,5 a 5mm.

Os cristais de quartzo são anedrais, angulosos e estão contatos lobulados com os pseudomorfos de feldspato. O tamanho dos cristais varia de 2,5mm a inferior a 0,2mm.

Os minerais opacos são cristais subedrais a eudrais (prismáticos) de hematita, associados ou não a leucoxênio, oriundos de oxidação.

Traços de cristais de biotita e muscovita são observados nos interstícios dos minerais da rocha.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado

LV-05**Descrição Mesoscópica**

Rocha brechada, com fragmentos cinza claro e matriz alaranjarada, com forte oxidação de ferro. Apresenta um leve aspecto sedoso devido a intensa sericitização.

Descrição Microscópica

Rocha brechada, inequigranular, com fragmentos de quartzo, pseudomorfos de feldspato completamente sericitizados e biotita/muscovita envoltos em matriz composta por sericita e quartzo microgranular. Também ocorre minerais opacos disseminados na rocha, leucoxênio e traços de epidoto e turmalina.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Sericita/muscovita: 67%

Quartzo: 25%

Biotita: 12%

Minerais opacos: 1%

Epidoto: <1%

Turmalina: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

O quartzo ocorre na forma de cristais anedrais, em contato lobulado a retilíneo com a matriz. Variam de 2,0mm, quando constituindo agregado quatzoso, a tamanho inferior a 0,1mm e pode ser observado fraturado e recristalizado.

A sericita é o principal mineral constituinte da matriz da rocha brechada, além de pequena quantidade de quartzo microgranular. Encontra-se em alguns estágios evoluindo para muscovita.

A biotita encontra-se substituindo para muscovita, e apresenta pleocroísmo verde escuro-ver pálido, associada à matriz sericítica. Em alguns domínios os cristais atingem dimensões de até 0,3mm.

Os minerais opacos ocorrem disseminados pela rocha e são identificados por ilmenomagnetitas, hemtatitas e magnetitas martitizadas. Encontram-se disseminadas pela rocha. Filetes de óxidos orientados associam-se ao leucoxênio.

Os cristais de epidoto e turmalina são observados associados ao domínio sericítico. Os cristais de epidoto são subedrais, com tamanho médio de 0,15mm e os de turmalina são observados normalmente em seção basal.

Nome da rocha: Brecha quartzo-sericítica

LV-06**Descrição Mesoscópica**

Rocha de coloração cinza com vênulas oxidadas alaranjadas, subfanerítica. Apresenta uma leve foliação, cortada por veios e vênulas concordantes e discordantes.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina e anisotrópica, com estrutura gnáissica, formada por bandas quartzosas e bandas quartzo-sericíticas não contínuas, que podem ou não ser limitadas por filetes de estilpnomelano e hidróxido de ferro. Os minerais traços são apatita, prehnita e zircão. A rocha é cortada por um veio composto por quartzo, minerais opacos e turmalina.

Composição modal da rocha estimada visualmente

ROCHA	VEIO
Quartzo: 65%	Quartzo: 75%
Sericita: 15%	Turmalina: 23%
Filetes*: 15%	Opacos: 2%
Opacos: 5%	

Descrição das relações mineralógicas e texturais**ROCHA**

Os cristais de quartzo são anedrais, microgranulares, com contato entre os grãos poligonal, na banda quartzosa.

A sericita encontra-se orientada, paralela a foliação da rocha e está associada aos cristais de quartzo microgranular. Predominam em alguns domínios monominerálicos, podendo formar sigmoides de indicadores cinemáticos.

Filetes orientados formados por estilpnomelano, hidróxido de ferro e micas (biotita/clorita), apresentam normalmente feição anastomosada e podem ou não estar associadas ao limite das bandas quartzo-sericíticas.

Os minerais opacos são martitas, com cristais subedrais variando entre 0,07 e 0,3mm, e em menores quantidades, hematita e hidróxido de ferro. Ocorrem disseminados na rocha.

Os minerais traços encontrados foram apatita, prehnita e zircão.

VEIO

O contato veio/rocha é abrupto, marcado por minerais opacos, que também encontram-se disseminados por ele. São identificados por magnetita martitizada, hematita especular, pirita e hidróxido de ferro (goethita).

Os cristais de quartzo têm dimensão média de 200µm; enquanto que os cristais de turmalina, observados nas seções basal e longitudinal, variam entre 0,3mm a 1,8mm de comprimento.

Nome da rocha: Granito sericitizado deformado

LV- 07**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza esverdeada, com estrutura xistosa, de granulação fina e subfanerítica, com forte cloritização marcando a foliação.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina e inequigranular, anisotrópica, composta por quartzo, sericita, clorita, carbonato e traços de apatita, zircão e titanita. Todos os minerais encontram-se orientados paralelos à orientação da foliação da rocha.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 20%

Matriz sericita: 54%

Quartzo: 8%

Clorita: 10%

Carbonato: 8%

Apatita: <1%

Opacos: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

O quartzo pode ser observado sob a forma de cristais alongados, orientados paralelos à foliação, com dimensões médias de 100µm; ou como cristais microgranulares na matriz predominantemente sericítica da rocha.

A matriz da rocha é formada por sericita, clorita e carbonato, além de quartzo, em menores quantidades.

A sericita é o mineral predominante da matriz da rocha e também substitui completamente cristais de feldspato (pseudomorfos), tabulares, paralelos à foliação.

A clorita apresenta pleocroísmo verde escuro-verde pálido a transparente, comumente observada em agregados monominerálicos e associada a sericita, próximo aos domínios mais quartzosos.

Os cristais de carbonato são anedrais, e atingem tamanho de 0,2mm. Ocorrem proporcionalmente em menores quantidades na matriz da rocha.

A rocha é cortada por um veio preenchido por quartzo, cuja sombra de pressão é composta por carbonato com clorita associada. Os cristais da sombra de pressão, ou zona de distensão encontram-se orientados paralelamente à foliação da rocha.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado, cloritizado e carbonatado

LV- 09**Descrição Mesoscópica**

Rocha marrom claro com porções amarelo-alaranjadas, cisalhada, e minerais opacos disseminados. É anisotrópica, subfanerítica e interceptada por veio e vênulas de quartzo.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina, inequigranular, de estrutura granítica, porém cisalhada, com tamanho dos cristais variando de 0,2mm a 3mm em média, constituída por quartzo, pseudomorfos de feldspato sericitizados, hematita e traços de epidoto e estilpnomelano. São observadas na rocha, microzonas de cisalhamento e, localmente, foliação do tipo clivagem ardosiana.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 39%

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 57%

Estilpnomelano: 03%

Minerais Opacos: 01%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de feldspato encontram-se parcial a completamente substituídos por sericita e podem apresentar formato tabular, orientados paralelos à foliação da rocha, com tamanhos que variam de 3mm a inferiores a 1mm. Observa-se cristais com geminação *chessboard* parcialmente preservada, típica de albitização.

Os cristais de quartzo são observados na forma intersticial, em contato lobulado com os pseudomorfos de feldspato sericitizado, associados em pequena quantidade à sericita, na substituição dos cristais de feldspato, e em domínios constituídos por agregados de cristais microgranulares, formados em zonas de microcisalhamento, normalmente orientados, onde os cristais podem apresentar leve extinção ondulante.

Ocorrem filetes constituídos por estilpnomelano, orientados paralelos à foliação da rocha. São descontínuos e estão associados aos domínios sericíticos.

Os cristais de hematita, minerais opacos predominantes, são subedrais a anedrais, com tamanho médio de 0,1mm, associados a hidróxidos de ferro. Em menores quantidades, ocorre cristais de martita.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado cisalhado

LV- 11**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza levemente oxidada, subfanerítica, de granulação fina a muito fina. Intersectada por pequenos veios de material claro e escuro, orientados.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina, inequigranular, porfiroblástica, de granulação fina a muito fina com porfiroblastos de quartzo e anisotrópica, composta por sericita, predominante, quartzo microgranular e minerais opacos, além de veios de quartzo e filetes de óxido orientados. A estrutura da rocha encontra-se bastante obliterada.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Porfiroblastos de quartzo: 18%

Feldspato sericitizado (Pseudomorfo): 13%

Matriz: Sericita: 50%

Quartzo: 15%

Minerais opacos: 4%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de quartzo, além de constituírem, em pequena quantidade proporcionalmente, a matriz da rocha como cristais microgranulares, ocorrem como porfiroblastos com dimensão média de 100 a 200 μ m, angulosos a arredondados. Também formam veios que interceptam a rocha, onde o contato entre os cristais varia de lobulado a engrenado.

Os cristais de feldspato encontram-se completamente substituídos por sericita (pseudomorfos), e são observados sob a forma de sigmoides ou tabular, orientados paralelos à foliação.

A matriz da rocha tem composição quartzo-sericítica e envolve cristais de quartzo pseudomorfos de feldspato sericitizado.

Filetes de óxidos paralelos e não contínuos ocorrem associados aos limites dos cristais de feldspato alterados (pseudomorfos).

A hematita predomina na forma de cristais anedrais a subedrais, com tamanho variando entre 0,03 e 0,01mm em média, associado a hidróxido de ferro.

Nome da rocha: Meta-quartzodiorito sericitizado.

LV- 13

Descrição Mesoscópica

Rocha cinza esverdeada, fanerítica e inequigranular, com granulação fina a média, intensamente cloritizada.

Descrição Microscópica

Rocha com estrutura granítica, isotrópica, holocristalina e inequigranular, formada por quartzo, pseudomorfos de feldspato (plagioclásio) sericitizado, clorita, carbonato, magnetita e traços de rutilo, epidoto e apatita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 33%

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 40%

Clorita: 13%

Carbonato: 6%

Magnetita: 3%

Rutilo: 1%

Epidoto < 1%

Apatita < 1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de quartzo são anedrais e inequigranulares, formando agregados monomineralicos de cristais com tamanho médio variando de 100 a 300 μ m. Também pode ser observado quartzo intersticial.

Os pseudomorfos de feldspato (plagioclásio) encontram-se completamente saussuritizados, substituídos predominantemente por sericita, e em pequenas quantidades por quartzo microgranular, clorita e carbonato.

Os cristais de clorita são tem pleocroísmo verde pálido-verde escuro e também pode estar associado localmente a carbonatos ou minerais opacos.

Os cristais de carbonato estão normalmente associados à sericita, quartzo e clorita, como produto de saussuritização do feldspato. Predominam no tamanho microgranular, mas podem atingir até 1,0mm.

Os minerais opacos são cristais subedrais, com tamanho médio de 0,3mm, podendo variar entre 0,4 e 0,02mm. São representados por martitas e magnetitas substituídas parcialmente por hematita, comumente associados a biotita.

Nome da rocha: Metatonalito a metagranodiorito intensamente sericitizado, cloritizado e carbonatado.

LV- 14**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza, levemente esverdeada, subfanerítica. Apresenta aspecto sedoso de sericitização.

Descrição Microscópica

Rocha granoblástica, inequigranular e isotrópica, com estrutura granítica e textura blastogranular xenomórfica, composta por quartzo, pseudomorfos de plagioclásio sericitizado, clorita, carbonato e minerais acessórios de apatita, epidoto e titanita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Pseudomorfos de plagioclásio saussuritizado: 73%

Quartzo: 20%

Clorita: 4%

Minerais opacos: 3%

Titanita <1%

Apatita <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de plagioclásio encontram-se parcial a completamente saussuritizados, substituídos predominantemente por sericita, associados às pequenas quantidades ou traços de carbonato, clorita, quartzo e epidoto. O cristal tem tamanho médio de 0,3mm, podendo atingir 1,5mm. Observa-se nas bordas de alguns cristais parcialmente preservados, parte da geminação tipo albita.

Os cristais de quartzo são anedrais, com tamanho médio de 0,2mm, variando de 0,5mm a inferiores 0,1mm. Faz contato lobulado a planar com demais cristais da rocha.

A clorita ocorre na forma de cristais anedrais, associada aos minerais opacos, normalmente próximos aos domínios sericíticos.

Os minerais opacos correspondem a magnetitas parcialmente martitizadas, predominantemente, e hematita. Encontram-se disseminados pela rocha, ambos como cristais anedrais, associados, além da clorita, a cristais de titanita anedrais. É comum se observar a hematita entre os interstícios de quartzo. Também há em menores quantidades, pirita.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado, cloritizado e albitizado

LV- 15**Descrição Mesoscópica**

Rocha de cor cinza, levemente esverdeada, holocristalina fanerítica de granulação fina.

Descrição Microscópica

Rocha inequigranular, isotrópica, com estrutura compacta e forte alteração hidrotermal. É composta por pseudomorfos de feldspato sericitizados, quartzo, minerais opacos e traços de epidoto e apatita. O contato predominante entre os cristais da rocha é lobulado.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 69%

Quartzo: 28%

Matriz quartzo+sericita*: 6%

Minerais opacos: 3%

Titanita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os feldspatos (plagioclásio) encontram-se completamente sericitizado (pseudomorfos), com traços de quartzo microgranular associado e epidoto. Os tamanhos dos cristais podem variar de 5,2 a 0,2mm.

O quartzo é observado principalmente na forma intersticial constituído por cristais que atingem 1,0mm ou agregados microcristalinos, que tem contato entre os cristais engrenados. Alguns cristais apresentam estrutura de península em contato com o plagioclásio.

A matriz da rocha é formada por cristais microcristalinos de quartzo e sericita em proporções aproximadamente iguais ou com predominância de sericita, ocorrendo ou não minerais opacos.

Traços de minerais de titanita anedrais podem ser observados, associados aos minerais opacos.

Cristais de hematita, anedrais a subedrais, com tamanho inferior a 0,05mm, associam-se aos domínios sericíticos. Ocorre pequenas quantidade de magnetita substituída por hematita (<1%).

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado

LV- 16

Descrição Mesoscópica

Rocha cinza, holocristalina e alterada, com estrutura gnáissica, anisotrópica, de granulação fina, com camadas mais esbranquiçadas alternadas com camadas mais avermelhadas, não contínuas.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica, cisalhada, com granulação fina, inequigranular, composta por quartzo, pseudomorfos de sericita, minerais opacos, e traços de clorita e epidoto. A rocha apresenta leve anisotropia, devido a orientação dos pseudomorfos de plagioclásio, alongados ou em forma de sigmoides, pelas pequenas camadas de quartzo descontínuas cisalhadas ou recristalizadas, e por filetes de óxidos e hidróxidos de ferro, orientados paralelamente à foliação da rocha.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Feldspato (plagioclásio) sericitizado (pseudomorfos): 21%

Quartzo: 15%

Matriz (Pseudomorfos feldspato alterados*): 35% de quartzo; 27% de sericita

Minerais opacos: 2%

Epidoto: <1%

Clorita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de feldspatos estão completamente substituídos por sericita (pseudomorfos), apresentando formas tabulares a sigmoidais, orientados paralelos à foliação, com tamanho médio de 0,9mm.

A matriz da rocha é constituída por cristais de sericita e quartzo em diferentes proporções.

O quartzo, além de constituírem a matriz da rocha, forma pequenas camadas monominerálicas descontínuas, com orientação paralela à foliação, formadas por cristais subangulosos, anedrais e inequigranulares – com tamanho variando de 0,07 a 2,1mm, que podem apresentar leve extinção ondulante.

Camadas de filetes de óxido/hidróxido de ferro e minerais opacos, descontínuas intercalam com as camadas de quartzo e pseudomorfos sericitizado.

Os minerais opacos são tabulares, com tamanho médio inferior a 0,02mm, e representados por hematita associada a alteração de hidróxido de ferro.

Minerais traços de clorita e epidoto são observados associados com os domínios sericíticos.

Nome da rocha: Metaquarto diorito sericitizada cisalhada

LV- 17**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza claro com manchas pretas (minerais opacos), holocristalina e equigranular de granulação fina.

Descrição Microscópica

Rocha com estrutura aplítica e textura blastogranular hipidiomórfica, composta por plagioclásio sericitizado, k-feldspato albitizado, quartzo, carbonato, muscovita, biotita/clorita, leucoxênio e minerais opacos (ilmentia).

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado: 64%

Carbonato: 12%

Feldspato potássico alterado: 11%

Quartzo: 6%

Minerais opacos: 4%

Micas (Muscovita+Clorita): 3%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

O plagioclásio encontra-se intensamente saussuritizado, alterando parcial a quase completamente para sericita. Os cristais, subedrais a anedrais, tem tamanho médio de 0,5mm.

O carbonato ocorre associado á alteração dos minerais de plagioclásio, e é formado sobre estes. Os cristais são subedrais e tem tamanho médio de 0,7mm e podem variar de 0,15 a 1,2mm.

O feldspato potássico encontra-se albitizado e parcialmente sericitizado. Localmente pode ser observada a geminação “chessboard”.

Os cristais de quartzo são anedrais e tem tamanho médio de 0,2mm. Podem ser intersticiais.

Muscovita e clorita são micas que ocorrem dispersas na rocha, associadas principalmente aos minerais de alteração carbonato e sericita. O tamanho médio dos cristais de muscovita é de 0,2mm.

Os minerais opacos são tabulares, com dimensões inferiores a 0,05mm, e correspondem à ilmenitas, cuja coloração vermelha em alguns cristais associa-se a ocorrência de hidróxido de ferro. Observa-se também pequenas ocorrências de pirita.

Nome da rocha: Meta-quartzo monzodiorito sericitizado, carbonatado, albitizado e cloritizado

LV- 18**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza esverdeada, holocristalina, de granulação fina e intensamente cloritizada. Apresenta aspecto sedoso.

Descrição Microscópica

Rocha anisotrópica, com estrutura gnáissica a xistosa, composta por clorita e quartzo microgranular orientados, além de sericita e minerais opacos. A rocha é interceptada por veios de quartzo que podem ter clorita associada.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Clorita: 60%

Quartzo: 24%

Sericita: 12%

Minerais opacos: 4%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

A clorita tem pleocroísmo verde escuro-verde pálido a transparente e apresenta foliação bem desenvolvida com início de xistosidade. Constituem formas alongadas ou tabulares, na maioria das vezes, e orientadas, de tamanho médio de 1,0mm. Se concentram em camadas onde elas predominam composicionalmente, embora possam estar associadas a quartzo microgranular e sericita.

O quartzo ocorre como cristal microgranular em meio aos domínios de clorita, que além de camadas, também constituem domínios com forma tabular de tamanho médio 0,9mm, ou intersticial. O contato com a clorita é planar. Localmente se observa cristais porfiríticos de quartzo, que atingem 2,5mm, apresentando leve extinção ondulante e fraturas. São estirados no sentido da foliação, e alguns cristais encontram-se rompidos com posterior neoformação de cristais por dissolução.

A sericita é observada associada à clorita, próximo aos domínios quartzosos.

Os minerais opacos que predominam é hematita associada a hidróxido de ferro, preenchendo vênulas e seguindo a foliação. Também ocorrem traços de cristais de subedrais a anedrais de pirita.

Nome da rocha: Metabásica cloritizada (enclave)

LV- 19

Descrição Mesoscópica

Rocha holocristalina de estrutura granítica, leucocrática, isotrópica e inequigranular, com granulação predominante média.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica, textura blastogranular hipidiomórfica, composta por plagioclásio sericitizado, quartzo, feldspato potássico albitizado, biotita/clorita, minerais opacos, titanita e traços de carbonato, epidoto, muscovita, apatita e zircão.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado: 58%

Quartzo: 22%

Feldspato potássico albitizado: 16%

Biotita/Clorita: 2%

Minerais opacos: 1%

Titanita: 1%

Carbonato: <1%

Epidoto: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de plagioclásio saussuritizados são subedrais a anedrais e encontram-se parcial a quase completamente substituídos por sericita com minerais de epidoto, carbonato e clorita associados. Nota-se na borda de alguns cristais geminação tipo albita, que pode indicar atuação do processo de albitização na rocha.

O quartzo predomina sob a forma intersticial. Alguns cristais apresentam leve extinção ondulante. Localmente observam-se cristais com microfraturas preenchidas com carbonato ou quartzo.

Os cristais de feldspato potássico, predominantemente anedrais, encontram-se albitizados e sericitizados. Observa-se nas bordas de alguns cristais geminação do tipo *chessboard*.

A titanita ocorre associada clorita, minerais opacos e hidróxido de ferro, na forma de cristais anedrais a subedrais com tamanho médio de 1,0mm.

Martitas são os minerais opacos predominantes, além de cristais de magnetita parcialmente substituídos por hematita e em quantidades inferiores, pirita. Os cristais variam entre 0,1 e 0,02mm.

Nome da rocha: Metagranodiorito sericitizado, albitizados e cloritizado

LV- 20**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza levemente esverdeada, com estrutura maciça e textura isotrópica, subfanerítica a afanítica, de granulação fina.

Descrição Microscópica

Rocha alterada hidrotermalmente, com estrutura compacta, isotrópica, inequigranular e xenomórfica. É composta por quartzo, pseudomorfos de feldspato sericitizado, clorita, carbonato, minerais opacos, epidoto e traços de titanita, apatita e allanita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado: 69%

Quartzo: 20%

Feldspato potássico alterado: 3%

Clorita: 3%

Minerais opacos: 3%

Carbonatos: 2%

Epidoto: 1%

Titanita: <1%

Apatita: <1%

Allanita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de plagioclásio são anedrais, com tamanho médio de 0,5mm e encontram-se parcial a completamente substituídos por sericita, associado a clorita, carbonato e epidoto.

Os cristais de quartzo são anedrais e tem tamanho médio de 0,2mm. O contato predominante entre os cristais é lobulado.

O feldspato potássico encontra-se albitizado, podendo estar levemente sericitizado. O tamanho dos cristais é de aproximadamente 0,3mm e o contato com demais grãos é irregular. Ocorre comumente entre os interstícios dos plagioclásios.

A clorita ocorre disseminada por toda a rocha e é observada comumente associada aos minerais opacos, titanita e epidoto. Apresenta pleocroísmo verde amarelado - verde escuro e tamanho inferior a 0,1mm. Os minerais traços de allanita ocorrem associado à clorita.

Os minerais opacos são representados por magnetitas quase completamente martitizadas a martitas, com traços de pirita.

Os cristais de titanita são anedrais, com aproximadamente 0,1mm, e formam sobre os cristais de plagioclásio alterados. Podem associar-se a clorita e formar halos em torno dos minerais de magnetita ou martita.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado, albitizado, cloritizado e carbonatado

LV- 21

Descrição Mesoscópica

Rocha holocristalina de estrutura granítica, inequigranular e leucocrática, com cor cinza, levemente esverdeada. Cortada por vênulas de carbonato.

Descrição Microscópica

Rocha alterada hidrotermalmente, com estrutura granítica reliquiar e estrutura blastogranular hipidiomórfica, composta por plagioclásio saussuritizado, quartzo, k-feldspato alterado, biotita/clorita, muscovita, carbonato, minerais opacos e traços de titanita, epidoto, apatita, zircão e allanita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado: 60%

Quartzo: 22%

Feldspato potássico: 10%

Biotita/clorita: 3%

Muscovita: 2%

Carbonato: 2%

Epidoto: 1%

Titanita: <1%

Minerais opacos: <1%

Apatita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de plagioclásio encontram-se parcialmente saussuritizados e variam entre 0,5mm e 3,0mm. Observa-se comumente os núcleos dos cristais intensamente sericitizados, podendo ocorrer minerais de epidoto e carbonato associados, e nas bordas geminação do tipo albíta.

Os cristais de quartzo variam entre 0,2mm e 2,5mm e podem apresentar leve extinção ondulante. Alguns exibem fraturas que podem ser preenchidas por carbonato.

O feldspato potássico encontra-se albitizado, sericitizado e apresenta a textura típica de albitização *chessboard*. O tamanho dos cristais, anedrais, pode variar entre 0,5mm e 2,0mm. São observados minerais secundários de carbonato e muscovita associados à sua alteração.

A biotita apresenta pleocroísmo verde pálido – verde musgo escuro, e é observada em uma massa onde se encontra alterando para clorita e para muscovita, nas bordas mais externas.

Cristais de titanita anedrais são observados formados entre os interstícios de quartzo e feldspato alterado, com formação de carbonato secundário sobre os cristais de quartzo.

O mineral opaco predominante é magnetita, com tamanho médio dos cristais de 0,2mm, que encontra-se parcial a quase completamente martitizada (30 a 95% composta por hematita, aproximadamente) e associadas a goethita nas suas bordas. Hematita de granulação muito fina ocorre disseminada na rocha, associada ao domínio sericítico.

Nome da rocha: Metagranodiorito sericitizado e albitizados

LV- 22**Descrição Mesoscópica**

Rocha de matriz afanítica cinza arroxeadada envolvendo manchas brancas, com aspectos sedoso, e cristais arredondados de quartzo. Os minerais opacos apresentam coloração associada vermelho alaranjada a eles.

Descrição Microscópica

Rocha metavulcânica de estrutura porfirítica, composta por matriz da rocha afanítica, quartzo-sericítica, que envolvem cristais de quartzo porfiríticos e fenocristais de feldspato completamente substituídos por sericita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 8%

Fenocristais de plagioclásio (sericitizado): 15%

Matriz:

Quartzo: 40%

Sericita: 34%

Minerais opacos: 3%

Epidoto: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os fenocristais de plagioclásio são anedrais a subedrais e encontram-se completamente substituídos por sericita (pseudomorfos), com dimensões variando em média entre 1,5 e 4mm. Os cristais fazem contato irregular com a matriz.

Os cristais porfiroblásticos de quartzo tem forma arredondada a ovalada, com tamanho médio de 2,0 mm. Comumente apresentam estrutura de embainhamento e halo de alteração quartzosa.

A matriz da rocha é composta por sericita e quartzo microgranular, que engloba os fenocristais de plagioclásio sericitizado e porfiroblastos de quartzo.

Os minerais opacos que predominam, são cristais de ilmenita substituídos por hematita – cristais prismáticos (tabulares) de composição predominantemente hematítica, com núcleos de ilmenita. Normalmente associam-se ao domínio sericíticos. Cristais de epidoto podem ser observados associados a estes minerais opacos.

Nome da rocha: Metadacito pórfiro sericitizado

LV- 23**Descrição Mesoscópica**

Rocha vermelha, intensamente oxidada, afanítica.

Descrição Microscópica

Rocha de granulação muito fina, com estrutura compacta, constituída por quartzo, pirofilita e hematita. A forte alteração (oxidação) desta rocha dificulta a visualização de suas estruturas/texturas e mineralogia.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Pirofilita: 60%

Quartzo: 25%

Minerais Opacos + hidróxido de ferro: 15%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

A pirofilita compõe a matriz da rocha, com cristais de quartzo microgranular associados, e pequenos cristais prismáticos de feldspato, completamente alterados, envoltos pela matriz.

Os cristais de quartzo são microgranulares e compõe a matriz da rocha.

A ilmenita é um mineral opaco presente, alterado para hematita. São cristais microgranulares, prismáticos, onde permanece apenas o núcleo da composição primária (ilmenita). Além disso, os minerais encontram-se associados a hidróxido de ferro (goethita), responsável pela coloração da rocha.

Nome da rocha: Metariolito pirofilitizado hematitizado

LV- 25**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza, com manchas avermelhadas de oxidação, subfanerítica, isotrópica e holocristalina.

Descrição Microscópica

Rocha granoblástica inequigranular e isotrópica, composta por quartzo, sericita, minerais opacos e traços de epidoto e muscovita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo (cristais*): 6%

Quartzo (matriz): 62%

Sericita: 15%

Minerais Opacos: 17%

Muscovita: <1%

Epidoto: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

O quartzo é o principal mineral formador da rocha e é observado na forma microgranular, constituindo a matriz da rocha, e como cristais “porfíricos”, com tamanho médio de 0,8mm. São cristais anedrais, subangulosos a arredondados, que podem exibir leve extinção ondulante. Fazem contato lobulado com a matriz.

A sericita ocorre em pequenas quantidades associada ao quartzo na matriz ou em pequenos domínios interpretados como pseudomorfos de feldspato completamente alterados. Esses pseudomorfos são disformes ou arredondados.

Os minerais opacos encontram-se disseminados na lâmina ou formando agregados. Comumente estão associados aos minerais de alteração, principalmente pseudomorfos de feldspato, assim como os minerais traços de epidoto.

Os minerais opacos encontram-se disseminados na rocha e associados aos domínios sericíticos, representados predominantemente por hematita associada a hidróxido de ferro (goethita).

OBS:

A rocha apresenta domínios na matriz onde o quartzo é poligonal, a sericita é desenvolvida à muscovita e os minerais opacos são prismáticos ou subedrais.

Nome da rocha: Metagranito intensamente hematitizado e sericitizado

LV- 26**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza com tons avermelhados, anisotrópica, inequigranular e holocristalina. Apresenta estrutura de granito levemente cisalhado, com cristais de quartzo de granulação média a fina em matriz sericítica, com aspecto sedoso.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica cisalhada, anisotrópica, com forte alteração hidrotermal, formada por cristais de quartzo e pseudomorfos de feldspato completamente substituídos por sericita em matriz microgranular composta por quartzo e sericita, além de biotita e minerais opacos.

A anisotropia da rocha é marcada pela orientação dos cristais de quartzo cisalhado

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo porfirítico: 23%

Matriz: Sericita: 55%

Quartzo: 9%

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 6%

Muscovita: 3%

Biotita: 3%

Minerais opacos: 1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de quartzo são anedrais, angulosos a arredondados, com tamanho variando entre 0,2 e 2,8mm. Encontram-se fraturados, cisalhados e orientados. Os cristais que compõem a matriz são microgranulares.

A sericita compõe a matriz da rocha, associada ao quartzo microgranular. Localmente se desenvolve como muscovita, e atinge até 2mm de comprimento, principalmente nas zonas paralelas ao alívio de tensão. A sericita substitui os cristais de feldspato (pseudomorfos), que tem tamanho médio de 3,5mm. Os pseudomorfos são prismáticos a arredondados, orientados e raramente deformados, com forma de sigmoides.

A biotita apresenta coloração verde musgo e associa-se aos minerais opacos subbedrais. Localmente observa-se coloração vermelha associada a eles.

Os minerais opacos são anedrais e representados por hematita, com hidróxido de ferro comumente associado. Também são observados com cristais de bitoita/clorita.

Nome da rocha: Metatonalito albitizados e sericitizado, cisalhado

LV- 27**Descrição Mesoscópica**

Rocha leucocrática, cinza com tonalidade esbranquiçada. Apresenta estrutura gnáissica e anisotrópica, com granulação média a fina.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina, com estrutura milonítica e inequigranular, composta por quartzo, feldspato sericitizado (pseudomorfos), minerais opacos e traços de turmalina, epidoto e bitoita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Feldspato sericitizado (pseudomorfos): 25%

Quartzo: 74%

Minerais opacos: 1%

Turmalina: <1%

Epidoto: <1%

Biotita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de feldspato são representados por sigmoides, com tamanho variando entre 0,5 e 4,0mm, predominantemente, e encontram-se completamente substituídos por sericita, orientadas. Também pode ocorrer associado a sericita, quartzo microgranular.

Os cristais de quartzo variam entre 0,2 e 5,0 mm e exibem leve extinção ondulante e recristalização, nas zonas de microcisalhamento, e, principalmente, nas bordas. Pode apresentar fraturas em alguns cristais.

Minerais opacos são magnetitas parcial a completamente martitizadas, sub a eudrais, com tamanho médio entre 0,2 e 0,04mm. Associam-se comumente a hidróxido de ferro (goethita). Em pequena quantidade, ocorre pirita, com tamanho inferior a 0,005mm, sob a forma de cristais subedrais.

Os cristais de biotita, turmalina e epidoto podem ser observados associados ao domínio sericítico.

Nome da rocha: Granito cisalhado intensamente sericitizado

LV- 28**Descrição Mesoscópica**

Rocha marrom claro, subfanerítica, anisotrópica com estrutura gnáissica.

Descrição Microscópica

Rocha com textura filonítica, cisalhada, inequigranular, composta por quartzo, sericita, minerais opacos, clorita, estilpnomelano, hidróxido de ferro e minerais traços de rutilo, e apatita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Sericita: 30%

Quartzo: 67%

Minerais opacos: 3%

Clorita: <1%

Estilpnomelano: <1%

Rutilo: <1%

Apatita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

A sericita substitui cristais de feldspato (pseudomorfos) e compõe a matriz da rocha, associada a quartzo microgranular.

Os cristais de quartzo variam de arredondados a subangulosos, com tamanho médio de 0,2mm e contram-se orientados. Também constituem veios quartzosos, como minerais microcristalinos.

Os minerais opacos são representados por cristais de martita euédricos, associados a hidróxido de ferro, cuja sombra de pressão é formada por quartzo.

Filetes orientados paralelos à foliação formados por estilpnomelano, clorita e hidróxido de ferro marcam também os limites entre os cristais de feldspato.

Nome da rocha: Granito cisalhado intensamente sericitizado

LV- 29**Descrição Mesoscópica**

Granito equigranular, leucocrática, de tonalidade esverdeada, com cristais de quartzo azulados e anedrais.

Descrição Microscópica

Rocha holocristalina, de estrutura granítica e granulação média, com intensa cloritização e sericitização, composta por plagioclásio sericitizado, feldspato potássico albitizado e sericitizado, quartzo, clorita, minerais opacos e traço de epidoto, zircão, titanita e allanita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado (pseudomorfos): 48%

Quartzo: 20%

Feldspato potássico albitizado e sericitizado: 20%

Clorita: 5%

Opacos: 2%

Muscovita: 2%

Carbonato: 2%

Turmalina: 1%

Epidoto; zircão; titanita; allanita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

O plagioclásio encontra-se albitizado e parcial a quase completamente sericitizado, com tamanho dos cristais variando entre 0,3 e 1,0mm.

Os cristais de feldspato potássico encontram-se albitizados, apresentam estrutura tipo *chessboard*, sericitizados e dimensões variando entre 0,5 e 1,5mm.

Os cristais de quartzo são anedrais, arredondados a subangulosos, quando intersticial, e variam entre 1 e 3mm. Alguns cristais podem apresentar extinção ondulante e recristalização, com formação de microgrãos, principalmente nas suas bordas.

A clorita ocorre orientada, preenchendo os interstícios dos minerais, associada a muscovita.

Os minerais opacos são representados hematita, com tamanho médio dos cristais prismático, com forma tabular, de 0,1mm.

Os cristais de carbonato associam-se a sericita e clorita, como produto de alteração dos cristais de feldspato.

Turmalina tem em média 0,3mm de comprimento e ocorre associada a sericita e minerais opacos.

Veios que interceptam a rocha são formados por carbonato (~98%), clorita (1%), e epidoto (1%). Os minerais variam em média de 0,2 a 0,5mm.

Nome da rocha: Granodiorito albitizados e seiricitizado

LV- 30**Descrição Mesoscópica**

Rocha de estrutura granítica, fanerítica, equigranular e leucocrática, com tonalidade esverdeada. Apresenta cristais de quartzo anedrais azulados.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica, equigranular e textura blastogranular hipidiomórfica, com granulação média. Composta por quartzo, plagioclásio sericitizado, feldspato potássico albitizado, biotita, clorita, carbonato e epidoto.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Plagioclásio sericitizado: 44%

Feldspato albitizados e sericitizado: 19%

Quartzo: 22%

Biotita/ clorita: 7%

Carbonato: 3%

Minerais opacos: 2%

Turmalina: 2%

Epidoto: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de plagioclásio encontram-se albitizados e parcialmente sericitizados.

O quartzo predomina nos interstícios dos minerais de feldspato, como cristais inequigranulares.

Os cristais de feldspato potássico ocorrem albitizados e sericitizado, e apresentam estrutura tipo *chessboard*.

Cristais de biotita, primária, apresentam pleocroísmo verde amarelado – verde musgo e encontram-se alterando para clorita, situado principalmente nos interstícios dos cristais de feldspato.

Os minerais opacos são magnetitas parcial a quase completamente martitizadas.

Os cristais de turmalina têm dimensão média de 0,1mm e associam-se ao domínio de quartzo e clorita.

Veios de carbonato interceptam a rocha, e podem ter associado epidoto e clorita.

Nome da rocha: Granodiorito albitizado e sericitizado

LV- 31**Descrição Mesoscópica**

Rocha leucocrática cinza, fanerítica com granulação média. Apresenta estrutura anisotrópica, com leve xistosidade e forte sericitização.

Descrição Microscópica

Rocha anisotrópica, com estrutura granítica cisalhada, composta por feldspato sericitado, quartzo, carbonato, clorita e turmalina.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Feldspato sericitizado: 54%

Quartzo: 35%

Carbonato: 5%

Clorita: 4%

Turmalina: 2%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de feldspato encontram-se completamente substituídos por sericita e podem apresentar forma de sigmoides, orientados. A distinção entre o feldspato potássico e plagioclásio torna-se difícil devido à forte alteração atuante. Alguns minerais feldspato potássico pode ser reconhecido pela estrutura *chessboard*.

O quartzo encontra-se recristalizados e orientado.

Os cristais de carbonato se formam sobre minerais de alteração de sericita principalmente, podendo se associar a quartzo, localmente. Não apresenta orientação.

A clorita ocorre associada aos domínios sericíticos e ao carbonato.

Os cristais de turmalina encontram-se orientados, associados à sericita e quartzo.

Nome da rocha: Granito albitizado, sericitizado e cloritizado

LV- 32**Descrição Mesoscópica**

Rocha holocristalina, inequigranular, com estrutura granítica, fanerítica, com granulação média a grossa, hipidiomórfica a xenomórfica.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura granítica, blastogranular hipidiomórfica, com granulação média a grossa e composição monzogranítica, formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita/clorita, sericita/muscovita, minerais opacos e traços de epidoto, titanita, zircão e apatita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Feldspato potássico: 38%

Plagioclásio sericitizado: 30%

Quartzo: 22%

Biotita: 7%

Minerais opacos: 3%

Epidoto; titanita; zircão; apatita: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de feldspato potássico são observados parcialmente albitizados e sericitizados, variando entre 3mm e 1,5cm.

O plagioclásio ocorre como cristais albitizados e sericitizados, variando entre 0,2 e 3mm.

Os cristais de quartzo pode exibir leve extinção ondulante e ocorrer de forma intersticial, com cristais variando entre 0,2 e 4,0 mm.

A biotita, com pleocroísmo amarelo – verde musgo, encontra-se alterando para clorita, que apresenta pleocroísmo verde musgo claro- verde escuro.

Os minerais opacos são representados por magnetitas parcial a quase totalmente substituídas por hematita (martitizadas). Também alteram-se para hidróxido de ferro. O tamanho dos cristais podem variar entre 0,01 e 0,3mm. Associam-se normalmente a biotita/clorita.

Nome da rocha: Meta-Biotita monzogranito sericitizado

LV- 34**Descrição Mesoscópica**

Rocha leucocrática, cinza com tonalidade rosa, inequigranular, com fenocristais de cristais de quartzo em contato com matriz fina sericítica. Apresenta aspecto sedoso.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura compacta, alterada hidrotermalmente e pouco deformada, xenomórfica, com leve anisotropia e inequigranular, composta por quartzo, sericita substituindo principalmente os pseudomorfos de feldspato e minerais traços de zircão e apatita.

Composição modal da rocha foi estimada visualmente

Quartzo: 25%

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 27%

Matriz*- Quartzo: 15%

Sericita: 34%

Minerais opacos: <1%

Apatita: <1%

Zircão: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de feldspato encontram-se completamente substituídos por sericita e ocorrem na forma tabular ou de sigmoide, com tamanho dos cristais em média de 3,0mm.

A matriz refere-se à porção da rocha em contato com os cristais de quartzo e pseudomorfos de feldspato completamente sericitizado, que é composta por quartzo microgranular e sericita.

Os cristais de quartzo são anedrais, com tamanhos variáveis, podendo atingir 5,0mm, e comumente exibem leve extinção ondulante e recristalização nas suas bordas e fraturas.

Os minerais opacos são representados por martitas, com tamanho médio de 0,1mm, associadas a hidróxido de ferro.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizada

LV- 36**Descrição Mesoscópica**

Rocha holocristalina, subfanerítica e anisotrópica, de coloração cinza com tons alaranjados de filetes oxidados.

Descrição Microscópica

Rocha com estrutura gnáissica, inequigranular e foliação anastomosada, marcada pela orientação dos pseudomorfos de feldspato completamente sericitizado, quartzo e pelos filetes de óxido e hidróxido de ferro que limitam os cristais. A rocha também é composta por biotita, estilpnomelano e martitas.

Composição modal da rocha foi estimada visualmente

Pseudomorfos de feldspato sericitizado: 73%

Quartzo microgranular: 15%

Quartzo: 4%

Filetes de óxido: 4%

Minerais opacos: 2%

Biotita/estilpnomelano: 2%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de feldspato são pseudomorfos, com forma tabular, completamente substituídos por sericita, que podem ter associados traços de cristais microgranulares de quartzo. Encontram-se orientados e tem em média 0,8mm de comprimento, podendo alcançar até 2,5mm.

O quartzo pode ser observado como cristais anedrais, orientados e disseminados na rocha, com granulação variando entre 0,5 e 1,5mm, e como cristais microgranulares entre os filetes anastomosados – e limitado por eles, na forma de camadas ou veios descontínuos, ou ainda como cristais recristalizados. Próximo aos minerais opacos, o quartzo é formado por mobilização dos cristais.

Os filetes de óxido/hidróxido de ferro são anastomosados, descontínuos e delimitam os pseudomorfos de feldspato e cristais microcristalinos de quartzo.

Os minerais opacos são representados por magnetita parcial a completamente martitizada, orientada ortogonal à foliação da rocha. São prismáticas e atingem 3,5mm de diâmetro. Cristais de hematita ocorrem associados a hidróxido de ferro e estilpnomelano.

Nome da rocha: Meta-quartzo diorito sericitizado e oxidado

LV-40**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza esverdeada, isotrópica, inequigranular, com estrutura granítica e predomínio de dois domínios distintos: A, com granulação relativamente mais fina e B, de granulação maior. Representam possivelmente um migmatito.

Descrição Microscópica

Existem na lâmina dois domínios de rocha, identificadas da seguinte maneira: A- rocha cinza esverdeada, de granulação relativamente mais fina; e domínio B- rocha cinza claro, de granulação relativamente maior. Apresentam estrutura granítica, com textura blastogranular hipidiomórfica e estão em contato abrupto entre si.

Composição modal da rocha foi estimada visualmente

DOMÍNIO A	DOMÍNIO B
Pseudomorfos de fd sericitizado:	Feldspato alterado: 65%
Quartzo: 21%	Quartzo: 28%
Bitóita/ Clorita: 4%	Epidoto: 4%
Epidoto: 3%	Carbonato: 2%
Opacos: 2%	Bitóita/ Clorita: 1%
Carbonato: <1%	Opacos: <1%
Titanita: <1%	Titanita: <1%

Descrição das relações mineral

DOMÍNIO A- Os pseudomorfos de feldspato encontram-se intensamente sericitizados e associados à clorita, epidoto e traços de carbonato. A clorita apresenta pleocroísmo verde escuro-verde claro e pode atingir tamanho de até 0,05mm. Os cristais anedrais de epidoto atingem 0,1mm.

Os cristais de quartzo são anedrais, com contato entre grãos variando de irregular a poligonal e tamanho médio de 0,05mm.

Minerais opacos são cristais subedrais a anedrais de martita e podem ocorrer associados a eles cristais anedrais de titanita, formando halos ao seu redor.

DOMÍNIO B- Os cristais de feldspato tem tamanho médio de 1,5mm, encontram-se albitizados e parcialmente sericitizados, com carbonato e epidoto associados. Observa-se nos cristais mais preservados geminação do tipo albita, em plagioclásio, e do tipo chessboard, em k-feldspato. Os minerais de carbonato e epidoto também são observados no contato entre os cristais de feldspato e feldspato/quartzo.

Os cristais de quartzo tem tamanho médio de 1,0mm, são anedrais e podem apresentar leve extinção ondulante.

Os cristais de titanita são subedrais, marrom claro, associados às bordas do epidoto e atingem 0,4mm. A clorita também é um mineral secundário associado ao epidoto.

A ocorrência de minerais opacos é semelhante ao domínio A. Observa-se ainda que os minerais podem estar associados à biotita.

Nome da rocha: Migmatito (Metatonalito / Metagranodiorito sericitizado)

LV- 41**Descrição Mesoscópica**

Rocha de matriz afanítica cinza com manchas brancas, e cristais arredondados de quartzo cinza fumê, isotrópica e porfirítica.

Descrição Microscópica

Rocha metavulcânicas de estrutura porfirítica, isotrópica, constituída por uma matriz de rocha afanítica, quartzo-sericítica, cristais de quartzo porfiríticos e fenocristais de feldspato completamente substituídos por sericita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Quartzo: 8%

Fenocristais de plagioclásio (sericitizado): 12%

Matriz:

Quartzo: 45%

Sericita: 33%

Minerais opacos: 2%

Epidoto: <1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os fenocristais de plagioclásio encontram-se completamente substituídos por sericita (pseudomorfos), com dimensões variando entre 1,0 e 5,0mm. Os cristais fazem contato irregular com a matriz.

Os porfiroblastos de quartzo têm forma arredondada a ovalada, com tamanho entre 1,5 e 2,0 mm. Apresentam estrutura de embainhamento e halo de alteração quartzosa.

A matriz da rocha é composta por sericita e quartzo microgranular, que engloba os fenocristais de plagioclásio sericitizado e porfiroblastos de quartzo.

Os minerais opacos que predominam, são cristais de titanita substituídos por hematita – cristais prismáticos (tabulares) de composição predominantemente hematítica, com núcleos de ilmenita. Normalmente associam-se ao domínio sericíticos.

Cristais de epidoto podem ser observados associados aos minerais opacos e domínio sericítico, com tamanho entre 0,5 e 1,5mm.

Nome da rocha: Metadacito pórfiro sericitizado

LV-42**Descrição Mesoscópica**

Rocha cinza clara, de estrutura gnáissica, com textura semelhante a “pele de cobra”. Apresenta forte silicificação e sericitização.

Descrição Microscópica

A rocha que apresenta estrutura gnáissica é anisotrópica e composta por sericita, quartzo e minerais opacos. A textura da rocha é formada devido à intercalação de domínios sericíticos e domínios de quartzo recristalizado.

Composição modal da rocha foi estimada visualmente

Quartzo: 41%

Matriz: quartzo: 25%

Sericita: 30%

Minerais opacos: 3%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de quartzo são anedrais, com tamanho médio de 2,5mm, podem apresentar extinção ondulante e fazem contato com a matriz lobulado a planar. Encontram-se orientados e recristalizados, de forma que a foliação formada pelo domínio sericítico contorna ou trunca estes cristais.

A sericita é constituinte da matriz, assim como cristais de quartzo microgranular e encontra-se orientada, formando a foliação principal da rocha.

O mineral opaco predominante é hematita, com cristais anedrais a subedrais de dimensões variando entre 0,02 e 0,5mm, associados a alteração de hidróxido de ferro (goethita). Em menores quantidades, ocorre cristais de magnetita, parcial a completamente martitizados, com tamanho médio de 0,07mm.

Nome da rocha: Metagranito sericitizado e deformado

LV-43**Descrição Mesoscópica**

Rocha holocristalina, cinza esverdeada, subfanerítica e inequigranular. É isotrópica e apresenta forte cloritização.

Descrição Microscópica

Rocha com estrutura granítica, basltogranular xenomórfica, isotrópica e inequigranular, composta por quartzo, pseudomorfos de feldspato sericitizado, clorita, turmalina e minerais opacos. Observa-se localmente estrutura de rocha cisalhada.

Composição modal da rocha foi estimada visualmente

Pseudomorfos de feldspato sericitizado+sericita: 54%

Quartzo: 34%

Clorita: 9%

Turmalina: 2%

Minerais opacos: 1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os pseudomorfos de feldspato são completamente substituídos por sericita e fazem contato lobulado a planar com os cristais de quartzo. É comum ocorrer quartzo microgranular associado, assim como há os domínios somente sericíticos.

Os cristais de quartzo são anedrais e inequigranulares, com tamanho médio de 0,2mm, e cristais de até 3mm. Nos domínios de baixa deformação da rocha, o quartzo se apresenta recristalizado e orientado, com granulação muito fina.

A clorita está associada ao domínio sericítico, com crescimento em agregados minerais, de forma caótica. É comum que se associe aos minerais opacos.

Os cristais de turmalina são subedrais a anedrais e associam-se ao domínio sericítico e à clorita. Seu tamanho varia de 0,2 a 0,8mm.

Os minerais opacos são representados por pirita, com tamanho médio de 2mm, variando entre 1 e 2mm, comumente envoltos por clorita. Também são observados cristais de hematita associada a goethita, com tamanho médio de 0,04mm, podendo ser inferior e traços de martita.

Nome da rocha: Metatonalito sericitizado e cloritizado

LV-45**Descrição Mesoscópica**

Rocha com estrutura gnaissica, subfanerítica, holocristalina, de granulação fina. Apresenta coloração cinza levemente esverdeada, além de vênulas de quartzo e/ou clorita.

Descrição Microscópica

Rocha de estrutura gnaissica, anisotrópica, composta predominantemente por sericita, além de quartzo, epidoto, minerais opacos e clorita.

Composição modal da rocha estimada visualmente

Matriz: Sericita: 73%

Quartzo: 14%

Quartzo: 8%

Minerais opacos: 2%

Epidoto: 2%

Biotita/Clorita: 1%

Descrição das relações mineralógicas e texturais

Os cristais de sericita apresentam orientação quando transformados para muscovita, próximo aos domínios de quartzo. É o mineral predominante na rocha e é comum estar em contato lobulado com os cristais de quartzo.

Os cristais de quartzo, com tamanho médio entre 1,5 e 0,5mm, constituem camadas descontínuas, orientadas, paralelas à foliação da rocha, e pode eventualmente exibir leve extinção ondulante. Cristais microgranulares de quartzo ocorrem associados à sericita na matriz.

Cristais de epidoto são observados, como produto de alteração, associado normalmente ao domínio sericítico, com tamanho médio de 0,02mm. É comum que seja observado associado aos minerais opacos.

A biotita encontra-se alterando para clorita e ocorre na matriz da rocha, associada à sericita. Cristais de clorita podem associar-se aos minerais opacos.

Predominam as magnetitas completamente a quase completamente martitizadas, com cristais subedrais e eudrais, variando de 0,2 a 0,05mm. Também ocorrem cristais de hematita disseminados.

Nome da rocha: Meta-quartzo diorito sericitizado